



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

CHARLES HENRIQUE FERNANDES SALES DAS NEVES

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA, GEOFÍSICA, CARACTERIZAÇÃO
GEOTECTÔNICA DOS PLÚTONS SERRA DA CAIÇARA, SANTANA DO
IPANEMA E MARAVILHA, PORÇÃO CENTRO NOROESTE DO BATÓLITO
ÁGUAS BELAS – CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO ALAGOAS, PROVÍNCIA
DA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL**

Recife

2018

CHARLES HENRIQUE FERNANDES SALES DAS NEVES

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA, GEOFÍSICA, CARACTERIZAÇÃO
GEOTECTÔNICA DOS PLÚTONS SERRA DA CAIÇARA, SANTANA DO
IPANEMA E MARAVILHA, PORÇÃO CENTRO NOROESTE DO BATÓLITO
ÁGUAS BELAS – CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO ALAGOAS, PROVÍNCIA
DA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica,
Geofísica e Evolução Crustal.

Orientadora: Prof^{fa}. Dr^a. Valderez Pinto Ferreira.

Coorientador: Prof. Dr. Sergio Pacheco Neves.

Recife

2018

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

N514p	Neves, Charles Henrique Fernandes Sales das. Petrografia, geoquímica, geofísica, caracterização geotectônica dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha, Porção Centro Noroeste do Batólito Águas Belas – Canindé, Domínio Pernambuco Alagoas, Província da Borborema, Nordeste do Brasil / Charles Henrique Fernandes Sales das Neves. – 2018. 122 folhas, il., gráfs., tabs. Orientadora: Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira. Coorientador: Prof. Dr. Sergio Pacheco Neves. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2018. Inclui Referências e Anexos. 1. Geociências. 2. Granitos. 3. Batólito Águas Belas – Canindé. 4. Geoquímica. 5. Geofísica. 6. Anisotropia de susceptibilidade magnética. I. Ferreira, Valderez Pinto. (Orientadora). II. Neves, Sergio Pacheco. (Coorientador). III. Título. UFPE 551 CDD (22. ed.) BCTG/2019-205
-------	--

CHARLES HENRIQUE FERNANDES SALES DAS NEVES

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA, GEOFÍSICA, CARACTERIZAÇÃO
GEOTECTÔNICA DOS PLÚTONS SERRA DA CAIÇARA, SANTANA DO
IPANEMA E MARAVILHA, PORÇÃO CENTRO NOROESTE DO BATÓLITO
ÁGUAS BELAS – CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO ALAGOAS, PROVÍNCIA
DA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao curso de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal de Pernambuco,
como parte dos requisitos necessários à
obtenção do título de Mestre em
Geociências.

Aprovado em: 08 de março de 2018.

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Valderez Pinto Ferreira (Orientadora)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Paulo de Barros Correia (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^a. Dr^a. Anelise Losangela Bertotti (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

*Dedico esta obra, assim como
toda a minha vida, aos meus pais
Genecy Sales e Rouse Shirley...
Obrigado por tudo!*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por tudo que ele permite em minha vida, pelo aprendizado nos momentos tristes e por toda felicidade que me preenche. Agradeço a Deus também por todas as pessoas especiais que ele coloca no meu caminho, pessoas que ajudam a tornar mais leve os fardos pesados e mais alegres as conquistas.

Gostaria de agradecer aos meus amados pais, pessoas admiráveis que me fazem querer ser um filho melhor a cada dia, pessoas que choram o meu choro e sorriem o meu sorriso, pessoas que me conduziram e influenciaram diretamente na pessoa que sou hoje, meus melhores amigos e meus grandes amores. Aos meus pais ressalto toda a minha gratidão. Estendo minha gratidão a todos os meus familiares avós, avôs, tios (as), primos (as) que sempre se mostraram solícitos nos momentos que precisei.

Agradeço aos grandes amigos que fiz no curso de Geologia da UFPE, pessoas que levarei por toda a vida. Em especial agradeço ao amigo Pierre por todo apoio e suporte fornecido para desenvolvimento desta obra, sua ajuda foi indispensável para obtenção dos dados desta pesquisa. Estendo meus agradecimentos aos amigos Neto e Igor por também colaborarem com o trabalho, por meio deles agradeço a todos que fazem parte do LABGEM, por estarem sempre de portas abertas e por serem sempre solícitos.

À minha orientadora Valderez Pinto Ferreira agradeço por cada momento de aprendizagem, atenção, paciência, disponibilidade, por ter acreditado em mim desde o início e por todos esses anos de trabalho construído. Agradeço também ao meu coorientador Sergio Pacheco Neves por todo esforço e apoio na construção desta obra. Agradeço ainda ao professor Paulo (Mufula) por ter cedido espaço e por ter apoiado o desenvolvimento de uma parte importante deste trabalho. Através destes agradeço a todos que fazem o colegiado da graduação em geologia e da pós-graduação em geociências na UFPE.

Por meio do professor Alcides Sial, coração do NEG-LABISE, agradeço a todos que fazem parte deste grupo, agradeço por toda infraestrutura que permitiram a realização deste trabalho. Ao professor Sial ressalto minha admiração e respeito por tudo que construiu e pela pessoa que é. Agradeço aos amigos Renan e Thyego,

membros do NEG-LABISE pelas discussões e dicas que foram de suma importância para o trabalho.

Agradeço ainda aos meus grandes amigos João Alberto e Frei Rinaldo, que sempre estiveram ao meu lado compartilhando diferentes momentos. Estendo esse agradecimento a todos os amigos que seguem ao meu lado nos dias de luta e nos dias de glória.

Agradeço as instituições financiadoras deste trabalho a FACEPE através do processo APQ-1738-1.07/12 e CNPq através do processo 471034/2012-6, ambos projetos coordenados pela professora Valderez P. Ferreira, que custearam as atividades de campo e atividades laboratoriais, os quais foram fundamentais para a realização do presente trabalho. Ainda agradeço à CAPES pela bolsa de mestrado concedida. Ainda, agradeço a CPRM e NASA pela disponibilidade das imagens geofísicas e de satélite, respectivamente, que foram utilizadas.

Por fim agradeço de coração a uma das pessoas mais maravilhosas que conheço, a pessoa que quando chegou mudou minha vida para melhor. Ruth Freitas obrigado por ser meu porto seguro, por não me deixar desistir e nem fraquejar, por ser a pessoa para quem ligo se o dia for difícil e ser também a pessoa para quem ligo quando venço uma etapa nova da vida. Deus foi muito generoso ao me presentear com seu amor, espero continuar trilhando um belo caminho ao seu lado. Eu amo você!!!

RESUMO

Este trabalho tem por objetivo um estudo detalhado nos plutons: Maravilha, constituída por monzogranitos, com textura porfirítica dada por fenocristais de feldspato potássico (chegando a atingir 5 cm), marcada por uma foliação magmática de direção NW-SE; Serra da Caiçara, constituída de hornblenda quartzo sienito a hornblenda quartzo álcali feldspato sienito, ligeiramente porfirítico, marcada por presença de cristais de hornblenda de ~1cm; Santana do Ipanema, variando de monzogranitos a sienogranitos, marcado por ser equigranular. Essas unidades foram individualizadas por um mapeamento geológico, escala de 1:50.000, na porção noroeste do batólito Águas Belas-Canindé, domínio Pernambuco-Alagoas, nordeste do Brasil realizado neste trabalho. Quimicamente as rochas destes plútons são: cálcio-alcálica de alto potássio a shoshoníticas; da série magnesiânica, com química semelhante a granitos cordilheiranos; metaluminosas a levemente peraluminosas; os padrões de elementos terras raras apresentam anomalias negativas de Eu, indicando possível fracionamento de plagioclásio; diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação a.... apontam anomalias negativas de Nb, Ta e Ti típicas de granitos associados à subducção, além de anomalias negativas de P, possivelmente associadas com fracionamento de apatita. As condições de formação destes plútons foram em ambiente de arco magmático; sendo os magmas derivados da fusão de basaltos ricos em K; alta fugacidade de O₂; e temperatura próxima ao *liquidus* atingiram valores máximos de 890°C. No plúton Serra da Caiçara foi aplicado a técnica geofísica de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética ASM). Sendo obtidos valores de: ASM variando de $0,59 \times 10^{-3}$ SI a $41,53 \times 10^{-3}$ SI, contribuição ferromagnética e grau de anisotropia, variando de 1.011 a 1.397, sendo os maiores valores associados com as bordas do corpo, havendo aumento do grau de anisotropia com o aumento de K. Foi encontrada forma do elipsoide magnético que indica uma fábrica mista, levemente mais planar, com valores entre -0,882 e 0,907. Os planos magnéticos possuem duas direções preferenciais: NW-SE, dominante, geralmente mergulhando para SW, com inclinação média de ~50°; e NNE-SSW, com mergulho mais variado e inclinação média de ~60°, sendo restrita às porções NW e SE do plúton, associadas aos maiores valores de P. As lineações, majoritariamente, apresentam caimento com ângulo baixo, possuindo média geral de

~30° e o sentido de mergulho é preferencialmente SE, indicando a direção do sentido do fluxo magmático. A trama estrutural magnética, observada no plúton, é condizente com o arcabouço estrutural da região, que possui duas direções principais, NE-SW e NW-SE, observadas em imagens de magnetometria e satélite. Essas estruturas são associadas à orogênese Brasileira e podem ser separadas em uma fase de baixo ângulo e uma subsequente fase de transcorrência. Os plútons Serra da Caiçara (idade de cristalização 616 ± 3 Ma), Santana do Ipanema (idade de cristalização 621 ± 5 Ma) e Maravilha (idade de cristalização 627 ± 5 Ma) possuem intrusão associada com a fase de baixo ângulo da orogênese Brasileira. Dados químicos para os plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha são sugestivos de ambiente de arco, indicando uma possível formação de arco magmático influenciando nas intrusões dos plútons de idade ~620Ma no Domínio Pernambuco – Alagoas.

Palavras-chave: Granitos. Batólito Águas Belas – Canindé. Geoquímica. Geofísica. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.

ABSTRACT

This work constitutes a detailed study of three plutons intrusive in the northwestern portion of Águas Belas-Canindé batholith, in the Pernambuco-Alagoas Domain, northeastern Brazil: Maravilha, which consists of monzogranites, with porphyritic texture given by phenocrysts of up to 5cm-long K-feldspar, marked by a NW-SE magmatic foliation; Serra da Caiçara that is composed of coarse-grained equigranular to porphyritic hornblende quartz syenite to hornblende quartz alkali feldspar syenite, in which hornblende crystals are ~ 1cm; Santana do Ipanema that ranges from equigranular monzogranites to sienogranites. Chemically the rocks of these plutons are: calcium-alkaline of high potassium to shoshonitic; of the magnesian series, with chemistry similar to cordilheiran granites; metaluminous to slightly peraluminous; REE patterns have negative Eu anomalies, indicating possible plagioclase fractionation; diagram of incompatible elements point to negative anomalies of Nb, Ta and Ti typical of granites associated to subduction, in addition to negative anomalies of phosphorus, associated with apatite fractionation. The formation conditions of these plutons were: magmatic arc environment; derived from the fusion of K-rich basalts; high fugitivity of O₂; the temperature of the liquidus reached maximum values of 890°C. In the Serra da Caiçara basin, the geophysical technique of Magnetic Susceptibility Anisotropy was applied. Being obtained values of: magnetic susceptibility, ranging from 0.59×10^{-3} SI to 41.53×10^{-3} SI, ferromagnetic contribution; degree of anisotropy, ranging from 1011 to 1,397, has higher values associated with the edges of the body, increasing with increasing K; shape of the magnetic ellipsoid, indicates a mixed factory, slightly more planar, with values between -0.882 and 0.907. The magnetic planes have two preferred directions: NW-SE, dominant, usually plunging to SW, with a mean slope of ~ 50 °; and NNE-SSW, with a more varied dip and a mean slope of ~ 60°, being restricted to the NW and SE portions of the pluton, associated with the highest P values. The lineaments, mostly, present low angle trim, with a general mean of ~ 30° and the direction of diving is preferably SE, indicating the direction of the direction of the magmatic flow. The magnetic structure, observed in the pluton, is consistent with the structural framework of the region, which has two main directions, NE-SW and NW-SE, observed in magnetometry and satellite images. These structures are associated

with the Brasiliana orogenesis and can be separated in a low angle phase and a subsequent phase of transcurrence. The Serra da Caiçara plutons (crystallization age 616 ± 3 Ma), Santana do Ipanema (age of crystallization 621 ± 5 Ma) and Maravilha (age of crystallization 627 ± 5 Ma) have intrusion associated with the low angle phase of the Brasiliana orogenesis. Chemical data for the Serra da Caiçara, Santana do Ipanema and Maravilha plutons are suggestive of an arc environment, indicating a possible formation of a magmatic arc influencing the intrusions of plutons of ~ 620 Ma in the Pernambuco - Alagoas Domain.

Keywords: Granites. Batolite Águas Belas – Canindé. Geochemistry. Geophysics. Anisotropy of Magnetic Susceptibility.

SUMARIO

1	INTRODUÇÃO.....	12
1.1	Objetivo.....	13
1.2	Localização e Vias de Acesso.....	14
1.3	Métodos.....	15
1.3.1	Revisão bibliográfica.....	15
1.3.2	Interpretações de imagens geofísicas e de satélite.....	16
1.3.3	Etapas de campo.....	17
1.3.4	Química mineral.....	17
1.3.5	Química de rocha total.....	18
1.3.6	U-Pb SHRIMP.....	18
1.3.7	Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).....	19
2	GEOLOGIA REGIONAL.....	20
2.1	Província da Borborema.....	20
2.2	Domínio Pernambuco-Alagoas.....	25
3	RESULTADOS.....	30
3.1	MAPEAMENTO GEOLÓGICO AUXILIADO POR IMAGENS GEOFÍSICAS E DE SATÉLITE, APLICADOS A ROCHAS ÍGNEAS: O EXEMPLO DO BATOLITO ÁGUAS BELAS – CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL.....	30
3.2	CARACTERIZAÇÃO LITOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DE GRANITOS DO BATÓLITO ÁGUAS BELAS-CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA.....	51
3.3	ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNETICA (ASM) DO PLÚTON SERRA DA CAIÇARA, BATÓLITO ÁGUAS BELAS-CANINDÉ ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL.....	83
4	DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	106
5	REFERÊNCIAS DE TODA DISSERTAÇÃO.....	111
	ANEXO A – MAPA GEOLOGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	120
	ANEXO B – CARTA DE ACEITE DOS ARTIGOS.....	120

1 INTRODUÇÃO

Durante o Neoproterozóico a Província Borborema (Almeida et al., 1981) foi afetada por um de seus principais eventos, a orogênese Brasileira-Pan-Africana. Esse evento foi responsável pela estruturação encontrada hoje na Província Borborema (Jardim de Sá & Hackspacher, 1980). Uma das características mais marcantes da orogênese Brasileira é o grande volume granítico adicionado a crosta neste período, sendo este o principal evento tectono-térmico da Província Borborema (Ferreira et al., 1998; Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2006).

O Domínio Pernambuco – Alagoas, localizado na porção sul da Província Borborema, guarda boa parte das intrusões ácidas a intermediárias adicionadas à crosta durante o Neoproterozóico. Neste domínio os plútons chegam a atingir dimensões batolíticas (Sillva Filho et al., 2002).

O estudo de rochas graníticas é uma ferramenta importante para o entendimento e delimitação de eventos tectônicos e do desenvolvimento da crosta (Sial, 1986; Ferreira et al., 1998; Guimarães et al., 2004). Os granitos podem guardar, em sua trama interna, os campos de tensão do magma, durante as etapas finais da sua colocação (Hutton, 1988; Brown e Solar, 1998; Paterson et al., 1998; Rosenberg, 2004). A química desse tipo de rocha pode fornecer informações do ambiente de formação, condições de cristalização e fonte do magma.

Neste trabalho é apresentada uma coletânea de três artigos, os quais discutem dados de campo, obtidos através de mapeamento geológico (escala de 1:50.000), geofísicos, petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos (U-Pb SHRIMP em zircão) de três intrusões graníticas, localizadas na porção noroeste do batólito Águas Belas – Canindé (Silva Filho et al., 2002), do Domínio Pernambuco – Alagoas, Província Borborema. Os dados aqui apresentados colaboram para um maior entendimento do Domínio Pernambuco – Alagoas, em especial, entendimento da formação do batólito Águas Belas – Canindé. Os dados obtidos neste trabalho foram comparados com dados já existentes na literatura, visando um maior embasamento das ideias propostas. O primeiro artigo intitulado: MAPEAMENTO GEOLÓGICO AUXILIADO POR IMAGENS GEOFÍSICAS E DE SATÉLITE, APLICADOS A ROCHAS ÍGNEAS: O EXEMPLO DO BATOLITO ÁGUAS BELAS – CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL. Faz uso

de correlação das interpretações feitas em imagens geofísicas de magnetometria, gamaespectrometria e imagens de satélite com os dados obtidos durante o mapeamento geológico. Possibilitando individualização de unidades, entre elas os plútons alvos de trabalho, e uma caracterização do arcabouço estrutural da área.

O segundo artigo intitulado: CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DE GRANITOS DO BATÓLITO ÁGUAS BELAS – CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA. Utilizadas dados de química mineral, rocha total, isotópica, além de petrografia dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha possibilitando classificar quimicamente estas rochas, obter idade de cristalização, além de identificar o ambiente de formação, condições de cristalização e rocha fonte para os plútons alvos do trabalho.

O último artigo intitulado: ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNETICA (ASM) DO PLÚTON SERRA DA CAIÇARA, BATÓLITO ÁGUAS BELAS CANINDÉ ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL. Apresenta os dados obtidos através da aplicação da técnica de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética nas rochas do plúton Serra da Caiçara, através do qual foi possível conhecer o arcabouço estrutural interno do plúton e modelar o alojamento do mesmo.

1.1 Objetivo

O presente trabalho tem por objetivo o estudo de três intrusões: Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha, localizadas na porção noroeste do batólito Águas Belas – Canindé, até então desprovida de estudos detalhados. Visa ainda maior conhecimento do arcabouço estrutural da área onde afloram os plútons, da relação destas intrusões com os eventos tectônicos da Província Borborema, da formação do batólito Águas Belas – Canindé. Possibilita, assim, melhor compreensão da evolução da crosta continental, dos mecanismos de colocação dos magmas e das características química das intrusões graníticas nesta porção do batólito Águas Belas – Canindé.

Para alcançar tais objetivos, foram consideradas interpretações feitas em imagens geofísicas de gamaespectrometria, magnetometria, imagens de satélite, trabalho de mapeamento geológico (escala 150.000, relações de campo e dados

estruturais da região de afloramento e dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha. Foram realizadas aplicação do método de anisotropia de susceptibilidade magnética no plúton Serra da Caiçara e análises químicas de rocha total, química mineral e geocronologia dos plútons supracitados.

1.2 Localização e Vias de Acesso

Os plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha afloram na porção norte do estado de Alagoas, próximo ao limite com o estado de Pernambuco. A principal cidade da região onde os plútons afloram é Santana do Ipanema, cidade mais notória do sertão de Alagoas, com aproximadamente 44 mil habitantes. Esta, por oferecer uma maior infraestrutura, foi adotada como base para os trabalhos de campo. Cartograficamente, os plútons estudados encontram-se completamente inseridos na folha topográfica Santana do Ipanema (SC.24-X-D-I).

O acesso até a cidade de Santana do Ipanema - AL, partindo de Maceió - AL, é dado pela BR- 316, sentido oeste (fig.1.2.1). A distância entre essas duas cidades é de 210 km e o tempo médio de viagem é de aproximadamente 3 horas.

Outra opção de rota é partindo de Recife-PE, a qual fica a 368 km de Santana do Ipanema-AL. O tempo médio de viagem é de 5 horas, através do seguinte trajeto: BR-232 sentido oeste, até a cidade de São Caetano - PE, onde se faz necessário pegar o acesso à BR-423 sentido sudoeste, até a cidade de Garanhuns. Uma vez em Garanhuns-PE, deve-se continuar sentido sudoeste até a cidade de Bom Conselho - PE, trafegando pela PE-218. A partir de Bom Conselho - PE, o deslocamento é para sul, em direção de Palmeira dos Índios - AL, ainda na rodovia PE-218 e posteriormente na AL-115. Ao chegar ao cruzamento com a BR-316 é necessário seguir no sentido oeste, até atingir a cidade de Santana do Ipanema - AL (fig.1.2.1).

Figura 1.2.1 - Mapa apresentando a localização dos principais granitos estudados e enfatizando as principais rodovias que levam até a área estudada, partindo de Recife-PE e Maceió-AL.



Fonte: O Autor. (2018).

1- plúton Maravilha, 2 – plúton Serra da Caiçara, 3- plúton Santana do Ipanema.

1.3 Métodos

A metodologia aplicada neste trabalho pode ser dividida, de uma forma geral, em: revisão bibliográfica dos aspectos relevantes para o contexto no qual o estudo se enquadra; etapas de campo, em que as características das unidades e amostras representativas das mesmas foram obtidas; processos laboratoriais, em que foram obtidos novos dados, a partir das análises das amostras coletadas na etapa de campo; e tratamento dos dados e interpretação dos mesmos.

1.3.1 Revisão bibliográfica

Durante a primeira etapa foram separados e analisados trabalhos anteriores que faziam referência à geologia da área estudada, principalmente relacionados com o batólito Águas Belas – Canindé e granitos neoproterozóicos na Província Borborema. Entre os trabalhos adquiridos estão: a carta topográfica Santana do Ipanema (SC.24-X-D-I); o mapa geológico da folha Arapiraca (SC.24-X-D) (Mendes

et al., 2009), mapas que abrangem a região de afloramento dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha.

Ainda durante essa etapa foram adquiridas, junto à biblioteca do Serviço Geológico do Brasil (CPRM-RECIFE), mapas aeromagnéticos, mapas de gamaespectrometria e o mapa de modelo digital de terreno. Tais mapas apresentam-se no formato GRD, estando aptos para serem trabalhados no programa Oasis montaj. Os dados geofísicos são referentes ao levantamento aerogeofísico Paulo Afonso - Teotônio Vilela. Este levantamento aerogeofísico foi realizado pela CPRM em 2011 e apresenta as seguintes especificações: linhas de voo N-S com espaçamento de 500 m, linhas de controle E-W com espaçamento de 10 km e altitude do voo de 100 m. Os mapas obtidos são referentes à Folha Santana do Ipanema. Já as imagens de satélite ASTER, Global Digital Elevation Model (GDEM), foram obtidas em 17 de outubro de 2011 e disponibilizadas pela NASA através do site earthexplorer.usgs.gov. Estes satélites obtêm as informações dos alvos desejados a partir da interação da radiação eletromagnética com os objetos, sem que haja contato entre o alvo e o sensor. Posteriormente, estas imagens foram trabalhadas no software ENVI 4.7.

Apesar de uma etapa inicial a revisão bibliográfica se estende durante toda a realização do trabalho, sempre buscando embasamentos teóricos para as descobertas e interpretações feitas ao longo da pesquisa.

1.3.2 Interpretações de imagens geofísicas e de satélite

As imagens magnetométricas trabalhadas foram: Contorno do Campo Magnético Anômalo Total; Primeira Derivada na direção Z; Amplitude do Sinal Analítico (Nabighian, 1984; Roest et al., 1992); Inclinação do Sinal Analítico (TDR), também chamado de *Tilt Derivative* (Miller & Singh, 1994); Modelo Digital de Elevação de Terreno. A magnetometria permite analisar a diferença de susceptibilidade magnética das rochas. Essa diferença está associada, principalmente, à composição das rochas quanto aos minerais magnéticos (magnetita, ilmenita, pirrotita e hematita). Nas imagens, os alinhamentos de alto ou baixo magnético, ou até mesmo estruturas bipolares, indicam a presença de possíveis estruturas geológicas lineares (falhas, fraturas, zonas de cisalhamento e zonas de sutura). Assim, esses mapas foram utilizados para interpretação visual de lineamentos magnéticos estruturais.

As imagens gamaespectrométricas utilizadas foram: contagem individual dos radioelementos (K, eTh e eU) e distribuição ternária dos radioelementos. Esse método possibilita fazer uma medição da variação geoquímica dos elementos potássio (K), urânio (U) e tório (Th). Esses mapas, posteriormente, ajudaram na delimitação lateral das unidades, juntamente com os pontos obtidos em campo, que marcavam as relações de contato entre as mesmas.

As imagens de sensoriamento remoto foram utilizadas para visualização de lineamentos estruturais, os quais nas imagens de satélite se apresentam como bordas. Bordas são limites entre dois objetos espectralmente distintos, com variação significativa dos níveis de cinza (Meneses e Almeida, 2012). Em particular, as imagens Landsat, foram utilizadas também para marcar estradas e vias de acesso aos afloramentos, cursos de água, além dos contornos das cidades e povoados.

1.3.3 Etapa de campo

Foram realizados cinco trabalhos de campo. Durante os trabalhos de campo, foram utilizados lupa, imã, martelo, canivete, GPS, bússola e perfuratriz manual a gasolina. Durante esta etapa, realizou-se a coleta de amostras representativas das unidades de interesse para o trabalho. Também foram coletados dados estruturais como: medições de foliação, lineação, falhas, fraturas, entre outros. A perfuratriz manual a gasolina permitiu a coleta de testemunhos cilíndricos, utilizados para medição da susceptibilidade magnética do plúton Serra da Caiçara.

1.3.4 Química mineral

Algumas seções delgadas representativas dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha, foram encaminhadas para análises químicas por microsonda eletrônica (JEOL modelo JXA-8230 com cinco espectrômetros WDS e um EDS), da Universidade de Brasília. As condições analíticas foram voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, e um diâmetro do feixe eletrônico da ordem de μm ., em que foi obtida a composição química de biotitas, anfibólios e plagioclásios. A fórmula estrutural dos anfibólios é calculada com base em 23 oxigênios, já as biotitas são calculadas com base em 24 oxigênios e os plagioclásios calculados com base em 8 oxigênios.

Utilizando planilhas do Microsoft® Office Excel 2016 os resultados obtidos para os minerais passaram por cálculo de sua fórmula estrutural, permitindo caracterização química dos minerais. Esses dados também permitiram inferir as condições de temperatura, pressão e fugacidade de oxigênio, atuantes na cristalização dos plútons trabalhados.

1.3.5 Química de rocha total

Amostras representativas dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha passaram por processo de britagem (britador de mandíbula), quarteamento e pulverização em moinho de discos no LPA (Laboratório de Preparação de Amostras) do NEG-LABISE, na Universidade Federal de Pernambuco. As amostras pulverizadas tiveram os elementos maiores e alguns elementos traços analisados por Fluorescência de Raios-X (ZSX Primus II da Rigaku), no Departamento de Geologia (NEG-LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Brasil. Foram usados discos fundidos e aplicado o padrão método de curvas de calibração, preparadas com materiais de referência certificados. Os Elementos Terras Raras (REE) foram analisados pelo ICP-OES no SGS-Geosol Laboratório, Belo Horizonte, Brasil.

Os resultados foram trabalhados em programas apropriados para confecção de gráficos (Grapher 9 e GCDkit 3.00), possibilitando a determinação de suas composições, séries magmáticas, ambiente de formação, condições de cristalização, rocha fonte e possíveis processos atuantes na evolução magmática.

1.3.6 U-Pb SHRIMP

Os dados isotópicos de U-Pb em zircão (SHRIMP) foram determinados na fração não magnética dos plútons Maravilha (monzogranitos), Santana do Ipanema (sienogranitos a monzogranitos). Não foram realizadas datações no plúton Serra da Caiçara visto que o mesmo já apresenta uma datação na literatura, sendo de 616 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP) (Mendes et al., 2009). Os grãos de zircão foram separados usando esmagamento padrão, peneirador (para separação da fração desejada, 0.150 - 0.063 mm), separador magnético e separação de líquidos densos. Os concentrados de zircão foram limpos usando ácido HF concentrado, seguido de ácido H₂SO₄. Os grãos de zircão foram montados em fita adesiva de dupla faces,

antes de serem colocados em um disco epóxi com resina, e polidos para revelar a parte interna, removendo a parte externa dos cristais de zircão. Os grãos foram fotografados em luzes refletidas e transmitidas. As imagens de cátodo luminescência (CL) foram produzidas em um microscópio eletrônico de varredura, com a finalidade de investigar as estruturas internas dos cristais de zircão, para caracterizar diferentes populações e assegurar que o ponto esteja totalmente dentro de um componente de idade único dentro dos grãos selecionados. As taxas de isótopos U-Pb foram determinadas usando SHRIMP II no GeoLab-IGc-USP, São Paulo, Brasil. Os pontos analíticos individuais para as análises SHRIMP possuíam cerca de 20 µm de diâmetro. As análises foram realizadas nos núcleos, onde não apresentavam excesso de crescimento. Os dados foram processados e os valores de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigidos foram plotados em diagramas concórdia convencionais, usando o software ISOPLOT.

1.3.7 Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM)

Foram obtidos entre 2 e 3 testemunhos, orientados em 50 estações distribuídas ao longo do plúton, espaçadas de ≈ 1 km. A coleta dos testemunhos foi realizada utilizando uma perfuratriz manual a gasolina. No laboratório, os cilindros foram cortados produzindo entre 2 e 6 espécimes, com 2,2 cm de comprimento e 2,5 cm de diâmetro. No total foram obtidos 153 espécimes. A anisotropia de susceptibilidade magnética de campo baixo foi determinada utilizando o susceptímetro Kappabridge KLY3 (AGICO), no Laboratório Helmo Rand, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Cada espécime passou por 15 medições de susceptibilidade em diferentes orientações, de modo a determinar a magnitude do elipsoide de susceptibilidade, sendo comumente os principais eixos $K_1 > K_2 > K_3$ (K_1 corresponde ao eixo máximo do elipsoide ASM, ou lineação magnética, e o eixo mínimo K_3 corresponde ao polo da foliação magnética). A susceptibilidade das amostras e seus principais tensores foram normalizados pelo protocolo de Jelinek (1981). A magnitude da susceptibilidade magnética é dada por $K = 1/3(K_1 + K_2 + K_3)$; a simetria da trama magnética é representada por T (parâmetro de forma), expresso por $T = [2(\ln K_2 - \ln K_3)/(\ln K_1 - \ln K_3)] - 1$. $T = -1$ corresponde aos elipsoides prolatos ($K_1 > K_2 = K_3$), já $T = 1$ corresponde aos elipsoides oblatos ($K_1 = K_2 > K_3$). O grau de anisotropia é dado $P = K_1/K_3$ e pode variar de 1 (isotrópico) a valores mais altos.

2 GEOLOGIA REGIONAL

Os plútons tranabalhasdos estão inseridos na Província Borborema, uma das principais províncias tectônicas do Brasil, neste tópico será feita uma breve discussão da complexidade da Província Borborema a inserção dos plútons Maravilha, Serra da Caiçara e Santana do Ipanema nesse contexto.

2.1 Província da Borborema

Almeida et al. (1981) cunharam o termo Província da Borborema para a, até então, Região de Dobramentos Nordeste de Brito Neves (1975), situada ao norte do Cráton do São Francisco e afetada pela Orogênese Brasileira. Com 450.000 km², a tal província (fig. 2.1.1) é delimitada a norte pelo Cráton São Luís e a sul pelo Cráton São Francisco. Seu limite oeste é dado pela bacia do Parnaíba e a leste é recoberta pelas bacias costeiras do Ceará, Potiguar, Paraíba-Pernambuco e Sergipe-Alagoas.

Visando uma simplificação, de modo a facilitar os estudos acerca da Província da Borborema, vários autores sugeriram compartimentações para a referida província (ex. Van Schmus et al., 1995; Vauchez et al., 1995; Santos, 1996; Medeiros, 1998; Brito Neves et al., 2000; Santos et al., 2004; Van Schmus et al., 2008), baseando-se em dados litoestratigráficos, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas.

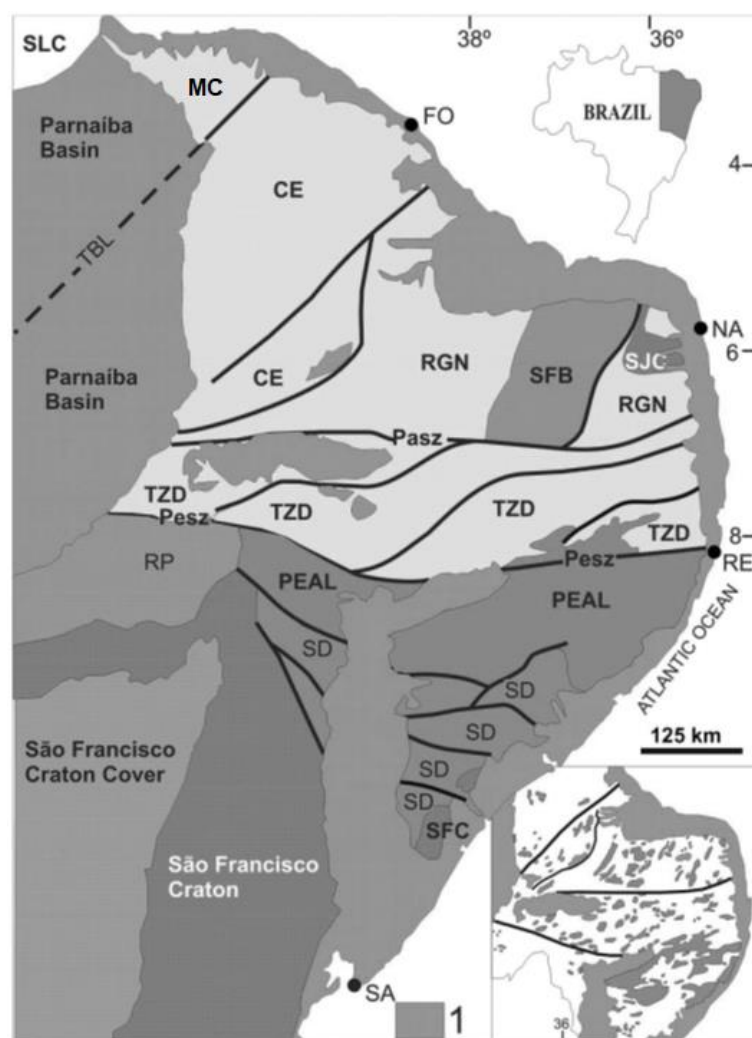
Os trabalhos de Brito Neves et al. (2000) e Van Schmus et al. (1995, 2008) propuseram as compartimentações mais utilizadas e aceitas. Brito Neves et al. (2000) subdividem a Província da Borborema em seis domínios tectônicos. De sul para norte os domínios são: Domínio Sul, Domínio Central ou Zona Transversal, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio Ceará Central, Domínio Médio Coreaú e o Maciço Pernambuco-Alagoas. Já Van Schmus et al. (1995, 2008) propõem a divisão em três domínios tectônicos: Domínio Meridional, Domínio Central e Domínio Setentrional ou Rio Grande do Norte.

Na década de 80 importantes trabalhos introduziram o conceito de policiclismo na evolução tectônica da Província da Borborema (ex. Jardim de Sá e Hackspacher, 1980; Macedo et al., 1984; Jardim de Sá, 1984; Jardim de Sá, 1987). Para estes autores a maioria das faixas de dobramentos seria associada à orogênese Transamazônica (Eburniana), com retrabalhamento durante o Brasileiro.

Esses trabalhos ainda sugerem que apenas as faixas adjacentes aos crátons (Médio Coreau e Vasa-Barris) e a granitogênese seriam geradas no Neoproterozóico.

Em contrapartida, Caby (1984), Caby e Arthauld (1986) e Caby et al. (1991), adotando como base a correlação com as faixas africanas, interpretaram as intrusões Transamazônicas como um magmatismo anorogênico. Eles sugeriram que a deposição/sedimentação, deformação e granitogênese das faixas dobradas da Província da Borborema eram de idade essencialmente Neoproterozóicas, associadas à orogênese Brasileira.

Figura 2.1.1 - Província Borborema.



Fonte: Van Schmus et al. (2008).

CE –Domínio Ceará; MC –Domínio Médio Coreau; PEAL – Domínio Pernambuco–Alagoas; RGN –Domínio Rio Grande do Norte (SJC – Núcleo Arqueano São José do Campestre; SFB – Cinturão de dobramento Seridó); RP– Domínio Riacho do Pontal; SD –Domínio Sergipano; SFC – Cráton São Francisco; SLC – Cráton São Luís; TZD – Domínio Zona Transversal; 1 – Cobertura Fanerozoica. Falha e Zona de Cisalhamento: PaSZ – Zona e cisalhamento Patos;

PeSZ – Zona de cisalhamento Pernambuco; SMASZ – Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo; TBL – Lineamento Transbrasiliiano. Cidades: Fo – Fortaleza; Na – Natal; Re – Recife; Sa – Salvador. Inserção: Distribuição geral de granitos Brasileiro (Ferreira et al., 1998).

Alguns autores colocam o início do desenvolvimento geotectônico da Província da Borborema ainda no Arqueano, com sucessivos eventos evolutivos durante o Proterozóico (ex. Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 1995a, 1995b).

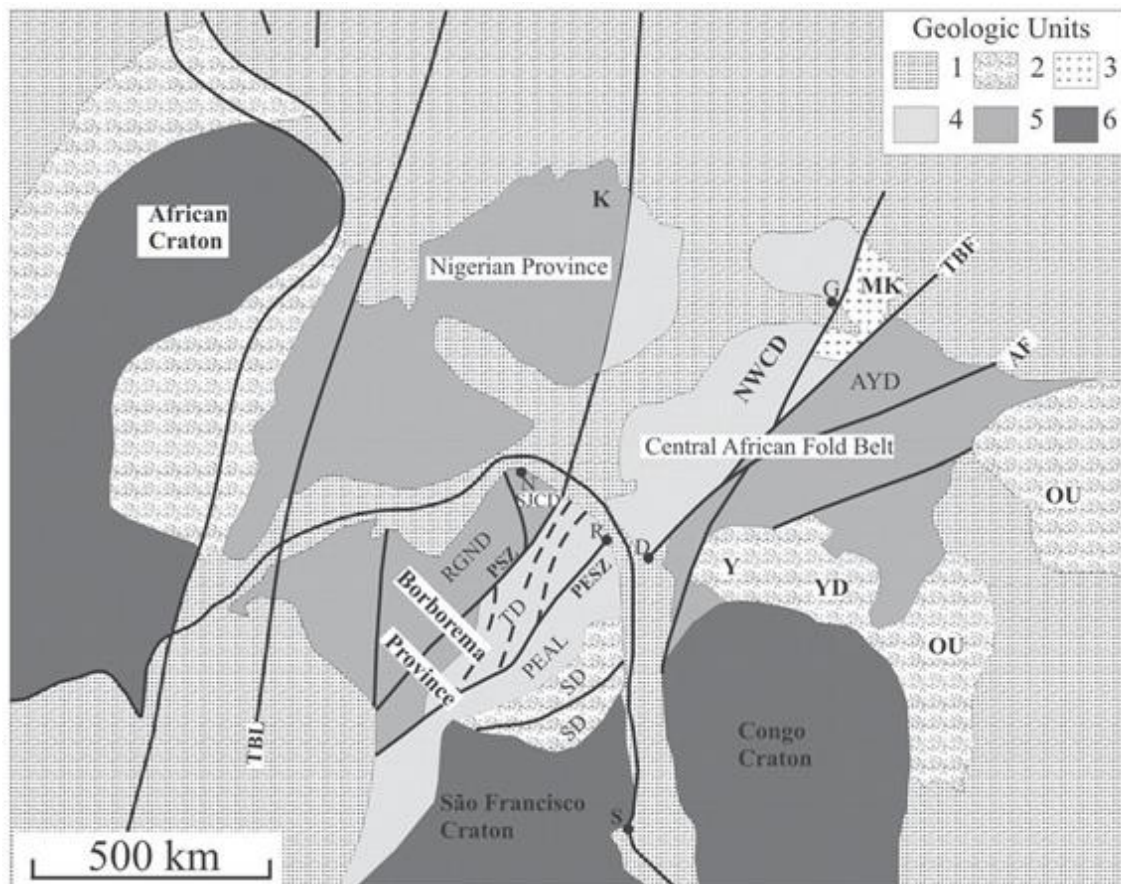
Baseados em datações absolutas, dados isotópicos e características estruturais, foi possível constatar características geológicas semelhantes entre a Província da Borborema e a Faixa de Dobramentos da África Central (fig. 2.1.2), (ex. Van Schmus et al., 1995, 2008; Brito Neves et al., 1995; Silva Filho et al., 2002; Silva Filho et al., 2007; Silva Filho et al., 2010). Estes autores colocam a Província da Borborema como parte central de uma larga faixa orogenética Pan-Africana-Brasileira. Sua formação teria sido o resultado da convergência e colisão dos crátons São Luís-Oeste da África e São Francisco-Congo-Kasai, durante a formação do supercontinente Gondwana Ocidental, no Neoproterozóico tardio, englobando vários processos orogenéticos mais antigos.

A evolução estrutural e a quantidade de ciclos orogenéticos que realmente atuaram na Província da Borborema geram inúmeros debates entre os pesquisadores até hoje. Santos (1996 e 1998) sugeriu o modelo de acreção de terrenos tectono-estratigráficos como o principal mecanismo de acreção crustal. Para o autor, esses terrenos sofreram uma colagem tectono-estratigráfica nas margens de crátons durante as orogêneses Cariris Velho e Brasileira-Pan-Africana. A Cariris Velho, datada do final do Mesoproterozóico, começo do Neoproterozóico, cronocorrelata com a orogênese Grenvilleana. Enquanto a Brasileira-Pan-Africana, de idade essencialmente Neoproterozóica, é responsável pela forma como se encontram os terrenos hoje.

Em contrapartida, Neves et al. (2000) propõem uma evolução monoclinica para a Província da Borborema, onde no Neoproterozóico zonas de cisalhamento se desenvolveram em uma placa continental heterogenia durante a colisão oblíqua em uma margem continental ativa. Para esses autores os principais lineamentos estruturais, em especial a Zona de Cisalhamento Pernambuco, não delimitam os domínios tectônicos da província. Ainda, Mariano et al. (2001), Neves (2003), Guimarães et al. (2004, 2012), Neves et al. (2006) e Neves et al., (2009) sugerem

que um componente mantélico enriquecido durante o Paleoproterozóico originou a maioria dos granitóides Neoproterozóicos espalhados por vários pontos da Província da Borborema. Desta forma, não sendo permitida a identificação de diferentes terrenos, os autores se basearam na similaridade geoquímica e isotópica que estes granitóides apresentam.

Figura 2.1.2 - Mapa esquemático para o oeste central da África e nordeste do Brasil na Configuração do Gondwana (pre-drift) (500 Ma).



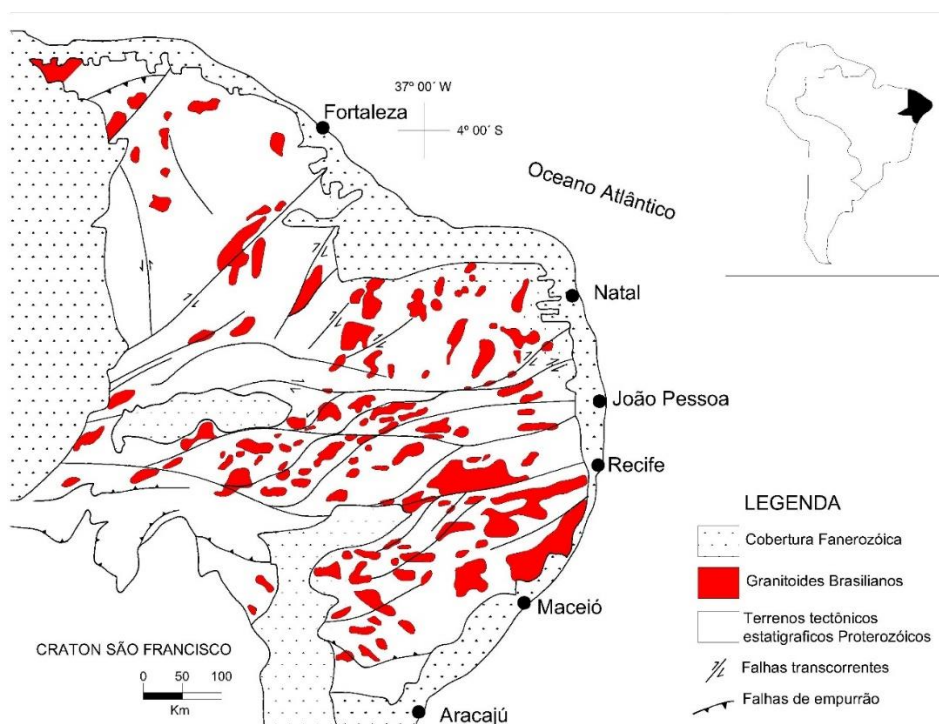
Fonte: Van Schmus et al. (2008).

1: Cobertura Fanerozoica; 2: Cobertura Neoproterozoica; 3: Neoproterozoico (juvenil); 4: Embasamento Paleoproterozoico com domínios Brasileiro/Pan Africano; 5: Embasamento Paleoproterozoico abundante com domínios Brasileiro/Pan Africano; 6: Crosta Paleoproterozoica/Cratons Arqueano; AYD, Adamawa = Domínio Yadé; MK: Terreno MayoKebi; NWC: Domínio Cameroon NW; OU: Cinturão de dobramento Oubanguide; PEAL: Domínio Pernambuco–Alagoas; RGND: Domínio Rio Grande do Norte; SD: Domínio Sergipano; TD: Domínio Transversal; YD: Domínio Yaoundé. Falhas e zonas de cisalhamento: AF: Falha Adamawa; PSZ, Zona de cisalhamento Patos; PESZ: Zona de cisalhamento Pernambuco; SF: Falha Sanaga; TBF: Tcholliré–Banyo; TBL: Lineamento Transbrasiliense. Cidades: D: Douala; G: Garoua; K: Kaduna área da Nigéria; R: Recife; N: Natal; S: Salvador; Y: Yaoundé.

Sobre a problemática do evento Cariris Velho, Guimarães et al. (2012) constatarem assinaturas geoquímicas de rifte continental nos granitoides associados a esse evento. De tal modo, esses autores defendem que o evento Cariris Velho tenha sido essencialmente extensional, contrapondo assim as ideias propostas por Santos (1996 e 1998).

No final do Neoproterozóico, a Província da Borborema passou por um dos principais eventos da sua evolução. Este evento de caráter orogenético foi denominado de Brasileiro-Pan-Africano. Uma de suas principais características é dada pela grande abundância de intrusões graníticas, por meio das quais é possível inferir a composição dos níveis mais profundos da crosta. Ainda, propõem-se que uma parcela significativa das rochas que afloram na Província da Borborema atualmente seja oriunda desse evento (ex: Sial, 1986; Ferreira et al., 1998). Em Ferreira et al. (1998), os autores apresentam um mapa com a compilação dos plútons Neoproterozóicos da referida província e a relação destes com as zonas de cisalhamento que compõe a região (fig. 2.1.3).

Figura 2.1.3 - Mapa com a compilação dos plútons Neoproterozoicos da Província da Borborema



Fonte Ferreira et al. (1998).

Mapa enfatizando a relação direta dos plútons com as diversas zonas de cisalhamento que compõe a Província Borborema.

Com o aperfeiçoamento dos métodos analíticos de isótopos, principalmente na datação absoluta pelo método U-Pb, tem sido facilitada a definição das idades dos corpos ígneos associados à orogênese do final pro Neoproterozóico. Baseados nos resultados obtidos com essas análises, alguns autores propuseram um intervalo para a orogênese Brasileira (final do Proterozóico) e seus pulsos magmáticos. Brito Neves et al. (2003) propuseram que o magmatismo granítico na Província da Borborema apresenta três pulsos principais, sendo eles: 625 Ma, 580-570 Ma e 545-520 Ma. Van Schmus et al. (2008) sugerem que uma boa parte dos plútons pré-tectônicos possuem idades de 640-620 Ma, indicando que a deformação começou por após 620 Ma. Por volta de 600 Ma se deu o pico da deformação (plútons sin-tectônicos); os plútons pós-tectônicos teriam idades de 580-570 Ma, indicando assim que a deformação começou a cessar por volta de 580 Ma. Silva Filho et al. (2014) separa as intrusões em pré-colisional (650 – 640 Ma), sin-colisional (620 – 600 Ma), pós-colisional (580 – 550 Ma) e pós-tectônico (550 – 530 Ma).

As principais características estruturais da Província da Borborema são as suas zonas de cisalhamento (fig. 2.1.1) com direção NE-SW e E-W (ex: Neves et al., 2003; Van Schmus et al., 2008, 2011). As zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos (ambas E-W) são duas das principais estruturas da província. Para estas, determinou-se que a cinemática foi dextral; por outro lado, a maioria das zonas de direção NE-SW, apresentam cinemática sinistral (Jardim de Sá, 1994). Diversos autores defendem que os plútons graníticos e sieníticos estão associados com essas zonas de cisalhamento (ex: Ferreira et al., 1998; Neves et al., 2000; Silva e Mariano, 2000).

2.2 Domínio Pernambuco-Alagoas

A nomenclatura Domínio Pernambuco-Alagoas passou por algumas mudanças ao longo do tempo. Inicialmente chamado de Maciço Pernambuco-Alagoas por Brito Neves (1975), também foi denominado de Terreno Pernambuco-Alagoas por Santos (1995), complexo Pernambuco-Alagoas por Silva Filho et al. (2002), sendo variavelmente designado de Domínio Pernambuco-Alagoas por Van Schmus et al. (2008).

Para este trabalho iremos adotar a denominação de Domínio Pernambuco-Alagoas (fig. 2.2.1), onde se encontra a área estudada. Este possui uma forma triangular com 70.000 km² de área, delimitado a norte pela Zona de Cisalhamento

Pernambuco e a sul pelas rochas do Domínio Sergipano e Riacho do Pontal (Van Schmus et al., 2008). O domínio em questão encontra-se dividido em duas partes pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Jatobá (ex: Silva Filho et al., 2007; Mariano et al., 2008).

A geologia do Domínio Pernambuco-Alagoas pode ser sintetizada em ortognaisses e rochas metassedimentares de alto grau, frequentemente migmatizadas, e por grandes batólitos graníticos (fig.2.2.1) (Brito Neves et al., 2000; Silva Filho et al., 2002, 2010, 2013). As rochas supracrustais do terreno em questão são associadas às rochas do Complexo Cabrobó (Santos, 1995; Medeiros, 1998; Carmona, 2000; Silva Filho et al., 2002), já as rochas ortoderivadas migmatizadas são correlacionadas as rochas do Complexo Belém do São Francisco. Como base, foram adotadas as descrições de Santos (1995) e Medeiros (1998).

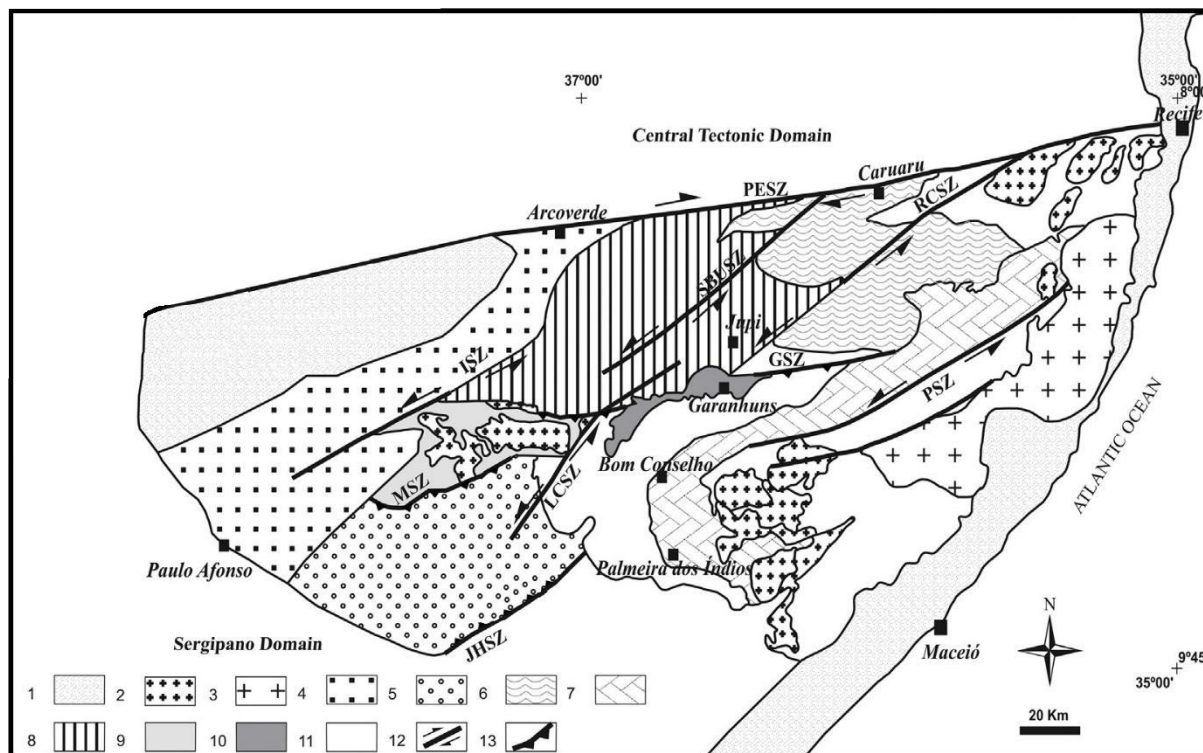
As principais unidades do Domínio Pernambuco - Alagoas (PEAL), são: os complexos Cabrobó, representado por biotite-granada gnaisses, com intercalação de quartzito, quartzo-xisto, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos, ortognaisses migmatizados, e Belém do São Francisco, representado por migmatitos e ortognaisses, predominantemente ígneos (Santos, 1996; Medeiros, 1998). Silva et al., (2002) sugerem uma idade de cristalização de 2079 ± 34 Ma para o complexo Belém do São Francisco, e idade de metamorfismo de 655 ± 7 Ma, obtidas em ortognaisses típicos deste complexo. Já o complexo Cabrobó possui uma idade Rb-Sr de 966 ± 14 Ma, obtida por Brito Neves et al. (1995) na parte ocidental do domínio.

Cinco batólitos graníticos foram identificados no Domínio Pernambuco-Alagoas por Silva Filho et al., (2002) são eles: Garanhuns, Ipojuca-Atalaia, Correntes-Marimbondo, Águas Belas-Canindé e Buíque-Paulo Afonso. Todos esses, exceto Correntes-Marimbondo e Águas Belas-Canindé, mostram alongamento NE-SW, paralelos entre si, e possuindo em torno de 150 km de comprimento em seu eixo maior (fig. 2.2.1). Sugerem, assim, uma evolução ligada às zonas de cisalhamento NE-SW que compõem o PEAL.

As principais zonas de cisalhamento que compõem o Domínio Pernambuco-Alagoas e regem a estruturação são: Zona de Cisalhamento Pernambuco de direção E-W e caráter cinemático dextral; as zonas de cisalhamento de cinemática sinistrais e direção NE-SW Rio da Chata, Palmares, Limitão Caetés, Itaíba e São Bento do

Una; e as zonas de cisalhamento transpressivas de direção NE-SW Garanhuns e Maravilha (fig. 2.2.1).

Figura 2.2.1 - Mapa geológico simplificado do domínio PEAL.



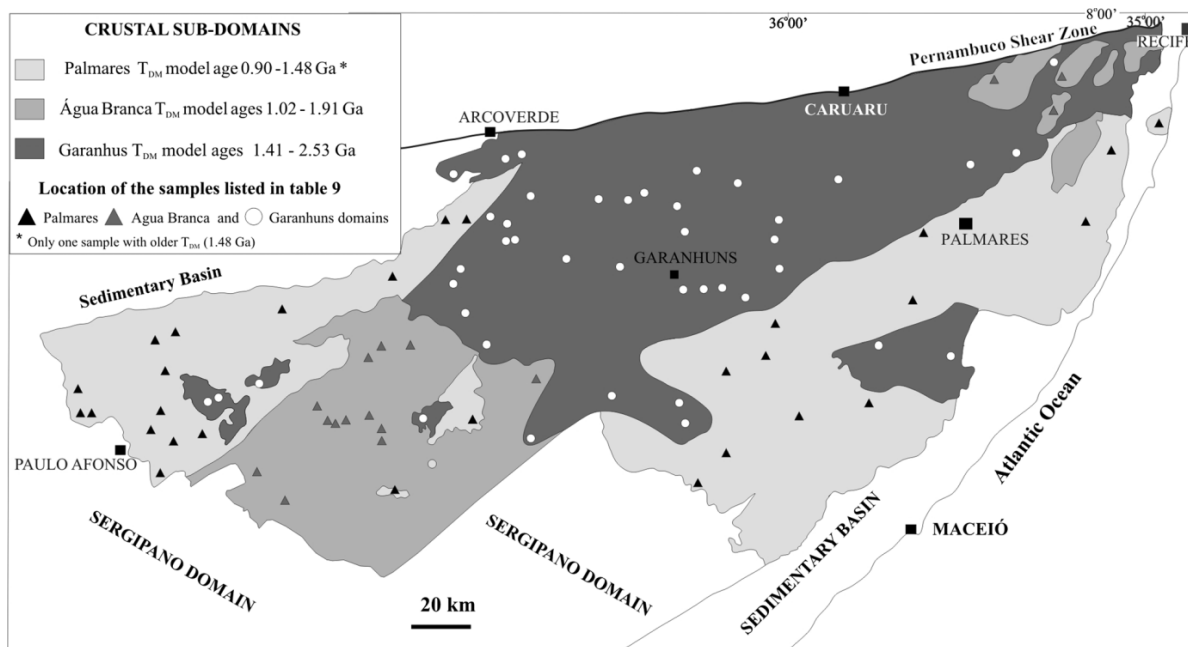
Fonte: Silva Filho et al. (2010).

1 – Cobertura sedimentar paleozoica; 2 – Granitóides brasileiros; 3 – Batólito Ipojuca – Atalaia; 4 – Batólito Buíque – Paulo Afonso; 5 – Batólito Águas Belas – Canindé; 6 – Batólito Garanhuns; 7- Sequência Palmares; 8 – Sequência Venturosa; 9 – Quartzitos Garanhuns; 10 – Sequência Inhapi; 11 – Sub cinturão alagoano; 12 – Complexo Belém do São Francisco; 13 – Bloco Arqueano; 14 – Zonas de cisalhamento transcorrentes (PESZ—Pernambuco; RCSZ—Rio da Chata; PSZ—Palmares; LCSZ—Limitão–Caetés; ISZ—Itaíba; SBUSZ—São Bento do Una); 15—Zonas de cisalhamento transpressivas (GSZ—Garanhuns; MSZ—Maravilha).

Através dos resultados das análises de amostras representativas de migmatitos, gnaisses, supracrustais e principalmente granitoides, realizadas pelo método isotópico de Sm-Nd em rocha total, Silva Filho et al., (2002) apresentaram uma divisão simplificada para o Domínio Pernambuco-Alagoas em dois subdomínios crustais. De posse de mais dados, eles dividem o domínio em questão em três subdomínios crustais, sendo eles: Garanhuns, com idade modelo T_{DM} (Sm/Nd) de 1,80 a 2,30 Ga; Água Branca, com idade modelo T_{DM} (Sm/Nd) de 1,02 a 1,70, mas com maior concentração em torno de 1,20 a 1,70; e Palmares, com idade modelo

T_{DM} (Sm/Nd) de 1,40 a 1,80 Ga e com maior frequência de amostras em torno de 0,90 a 1,20 Ga (fig. 2.2.2).

Figura 2.2.2 - Mapa da subdivisão do PEAL em sub-domínios.



Fonte: Silva Filho et al. (2014).

Mapa baseado nas idades modelos Sm/Nd para subdividir o PEAL em três sub-domínios (Garanhuns, Água Branca e Palmares).

De acordo com Silva Filho et al. (2014), as amostras do subdomínio Garanhuns ocorrem principalmente na porção norte do Domínio Pernambuco-Alagoas, já na parte sul, estariam as amostras referentes aos subdomínios Água Branca e Palmares. Desta forma, o Domínio Pernambuco-Alagoas estaria dividido em uma metade norte e uma metade sul. Para a primeira, as fontes crustais são mais antigas, por outro lado, a segunda parte teria sofrido maior influência de fontes mais recentes.

Silva Filho et al. (2014) propuseram que a transição entre a metade sul e a metade norte do Domínio Pernambuco-Alagoas marcaria, aproximadamente, a margem norte de um rifte Meso-Neoproterozóico, que possivelmente teria sido gerado durante a quebra da parte sudeste do supercontinente Atlântica.

A área separada para o mapeamento, que foi realizado neste trabalho na escala de 1:50.000, encontra-se no subdomínio Água Branca do Domínio Pernambuco-Alagoas. Este subdomínio é composto por granitos e ortognaisses

pertencentes ao batólito Águas Belas-Canindé e pela sequência Inhapi (Silva Filho et al., 2014). Silva Filho et al. (2014) descrevem o subdomínio Água-Branca como sendo típico de arcos magmáticos. Segundo eles, esse é composto por: grandes plútons metaluminosos, cálcio-alcálicos de composição variada; plútons caracterizados por $\epsilon\text{Nd}(0.60 \text{ Ga})$ positivos a ligeiramente positivos; plútons com evidências de mistura de magmas em ortognaisses Tonianos. Mais especificamente a área estudada está situada no batólito Águas Belas-Canindé, o qual é composto por 16 plútons, de composição biotita anfibólio sienogranitos e anfibólio piroxênio sienogranitos. Esses plútons intrudiram em rochas metatexíticas orto-derivadas e rochas diatexíticas de composição ácida a intermediária (Silva Filho et al., 2002).

Em Silva Filho et al. (2010), observou-se que um desses plútons, Águas Belas, é pós colisional e teve o seu posicionamento facilitado pelas zonas de cisalhamento. Tais zonas de cisalhamento, de direção NE – SW, reativaram estruturas preexistentes de direção E – W, que proveram o espaço necessário à colocação do plúton (fig. 2.2.1).

3 RESULTADOS

Os resultados óbitos são discutidos em três artigos distintos que foram publicados em diferentes periódicos científicos, os artigos são apresentados na íntegra neste tópico e suas cartas de aceite junto com o DOI de cada publicação encontram-se no ANEXO B.

3.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO AUXILIADO POR IMAGENS GEOFÍSICAS E DE SATÉLITE, APLICADOS A ROCHAS ÍGNEAS: O EXEMPLO DO BATOLITO ÁGUAS BELAS – CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL

Charles Henrique Fernandes Sales das Neves¹

Valderez Pinto Ferreira¹

Sergio Pacheco Neves²

Paulo de Barros Correia²

¹NEG-LABISE, Departamento de Geologia DGEO/CTG/UFPE, e-mail: charleshfs@hotmail.com; valderez@ufpe.br;

²Departamento de Geologia DGEO/CTG/UFPE, e-mail: serpane@hotlink.com.br; paulobc@ufpe.br

RESUMO

Neste trabalho foi realizado um mapeamento geológico na escala de 1:50.000 usando como ferramenta auxiliar imagens geofísicas de magnetometria e gamaespectrometria, além das imagens de satélite ASTER e LandSAT. A região mapeada abrange a porção noroeste do batólito Águas Belas-Canindé, domínio Pernambuco-Alagoas da Província Borborema, nordeste do Brasil. As imagens de magnetometria e satélite permitiram a interpretação visual de duas direções principais para o arcabouço estrutural da área: NE-SW e NW-SE. As imagens de gamaespectrometria foram utilizadas, juntamente com os dados de campo, para delimitar os contatos entre as unidades litológicas da área (plútons graníticos Maravilha, Serra da Caiçara, Tanquinho, e Santana do Ipanema, e Anfibólito). Essas imagens possibilitaram ainda a identificação de uma variação faciológica no plúton Serra da Caiçara, a qual se apresenta como uma variação de potássio (K), que aumenta das bordas para o centro. Em campo foi identificado que essa variação está associada ao aumento na concentração de feldspato potássico e,

consequentemente, à diminuição da quantidade de minerais máficos (ex: hornblenda). As direções estruturais foram confirmadas em campo e associadas à orogênese Brasileira-Pan Africana. A direção NW-SE foi identificada como uma fase de baixo ângulo, associada ao ápice da compressão durante a formação do supercontinente Gondwana. Os marcadores estruturais observados, como foliação sigmoide, lineação de estiramento e dobramentos da foliação, com inclinação no sentido de transporte (linha de charneira na direção NE), indicam transporte tectônico para SE. A direção NE-SW foi gerada em sequência, devido ao escape lateral, e corresponde a transcorrência com cinemática sinistral. A movimentação das zonas NE-SW provocou o arrasto da foliação preexistente, formando uma grande trama semelhante a uma trama S-C, bem marcada em imagens magnetométricas.

Palavra chave: Mapeamento Geológico; Magnetometria; Gamaespectrometria; Imagens de Satélite; Batólito Águas Belas Canindé

ABSTRACT

In this work we have used geophysical images of magnetometry and gammaspectrometry, as well as ASTER and LandSAT satellite images as support for a geological mapping. The mapped region is located in the northwestern portion of the Aguas Belas-Canindé batholith, Pernambuco-Alagoas domain of the Borborema Province, northeast of Brazil, and the scale used was 1:50,000. The magnetometry and satellite images allowed the visual interpretation of two main directions for the structural framework of the area: NE-SW and NW-SE. The gammaspectrometry images were used, together with field data, to delimit contacts between the lithological units (Maravilha, Serra da Caiçara, Tanquinho, and Santana do Ipanema granite plutons and Amphibolite). In addition, these images allowed the identification of a faciological variation in the Serra da Caiçara pluton, marked as a variation of potassium (K), which increases from the edges to the center of the pluton. In the field it was identified that this variation is associated with the increase in the concentration of K-feldspar and, consequently, the reduction of the mafic minerals (eg. hornblende). The structural directions were confirmed in the field and interpreted as associated with the Brasiliano-Pan African orogenesis. The NW-SE direction was identified as a low-angle phase, associated with the peak of compression during the

formation of the Gondwana supercontinent. The observed structural markers such as sigmoid foliation, mineral stretching lineation and foliation folding, with slope in the transport sense (NE-hinge line), indicated tectonic transport for SE. The NE-SW direction was generated in sequence, due to lateral escape, and corresponds to a transcurrence with sinistral kinematics. The movement along the NE-SW shear zones has caused the preexisting foliation to trawl, forming a large plot similar to an S-C frame, well marked in magnetometric images.

Keyword: Geological mapping; Magnetometry; Gamma spectrometry; Satellite images; Águas Belas-Canindé batholith

INTRODUÇÃO

A utilização de métodos geofísicos e de sensoriamento remoto vem se tornando uma ferramenta fundamental para o mapeamento geológico, principalmente na confecção de mapas base e nos ajustes do mapa geológico final. O domínio Pernambuco - Alagoas, nordeste do Brasil, apesar do crescente aumento nos estudos de suas unidades litológicas nos últimos anos, ainda possui poucas informações de mapeamento geológico de detalhe (1:50.000), limitando-se basicamente a mapas regionais (Mendes et al., 2009, folha Arapiraca, SC.24-X-D, na escala de 1:250.000; Silva Filho et al., 2002).

Neste trabalho foi realizado mapeamento geológico na escala de 1:50.000, no qual foram utilizadas como suporte interpretações feitas em imagens geofísicas e de sensoriamento remoto, correlacionadas com as feições encontradas em campo. A área mapeada engloba parte do batólito Águas Belas-Canindé, Alagoas, sendo assim composta basicamente de rochas graníticas. Para o mapeamento, fez-se uso de imagens geofísicas e de sensoriamento remoto para melhor caracterizar e delimitar as unidades, investigar o arcabouço estrutural da área mapeada e a colocação deste em um contexto regional. Este trabalho, assim, mostra a utilidade das imagens de satélite para delimitar diferentes unidades graníticas de composições mineralógicas semelhantes, e que são de difícil delimitação.

GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada está localizada na Província Borborema (Almeida et al., 1981), (Fig.1), a qual foi afetada pela Orogênese Brasileira (650 – 570 Ma) e possui cerca 450.000 km². Está situada ao norte do Cráton do São Francisco, a oeste é

recoberta pela bacia do Parnaíba e a Leste pelas bacias costeiras do Ceará, Potiguar, Paraíba-Pernambuco e Sergipe-Alagoas.

Ao longo dos anos, diversos autores sugeriram diferentes compartimentações para a Província Borborema (Van Schmus et al., 1995; Santos, 1996; Medeiros, 1998; Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2008; Neves, 2015), baseando-se em dados litoestratigráficos, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas. Van Schmus et al. (1995) propõem a Província Borborema em Domínio Setentrional, Domínio Central e Domínio Meridional. Posteriormente, foram identificados seis domínios crustais na Província Borborema: Médio Coreáú; Pernambuco-Alagoas; Rio Grande do Norte; Riacho do Pontal; Sergipano e Cráton São Francisco (Van Schmus et al., 2008). Neves (2015) reitera o proposto em Van Schmus et al. (1995), renomeando as três principais subprovíncias da Província Borborema (Fig.1) em: Norte, localizada a norte da zona de cisalhamento Patos; Central, delimitada pelas zonas de cisalhamento Patos (a norte) e Pernambuco Leste e Oeste (a sul).

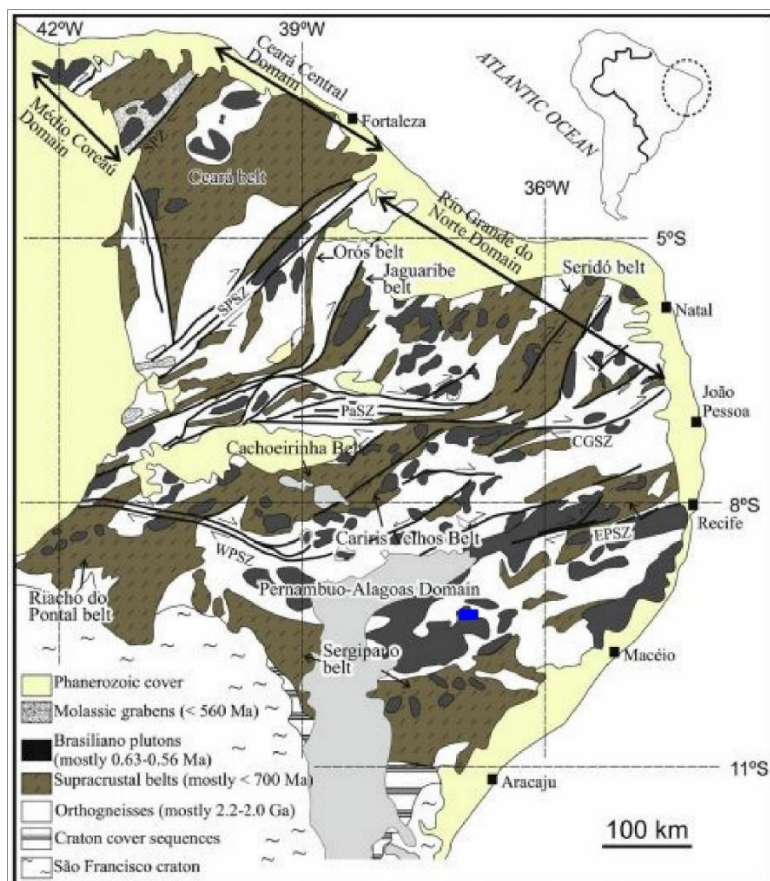


Figura 1: Esboço da Província Borborema e seus limites. Mostrando as zonas de cisalhamento: ZcCG – Campina Grande, ZcPE – Pernambuco Leste, ZcPW – Pernambuco Oeste, ZcPa – Patos, ZcSP – Senador Pompeu, ZcS – Sobral. A área de estudo representada pelo retângulo azul. Fonte Neves (2015).

Uma das principais características da Orogênese Brasileira é a abundância de intrusões graníticas (Sial, 1986; Ferreira et al., 1998). Silva Filho et al. (2014) sugerem que estas intrusões graníticas na Província Borborema possam ser separadas em pré-colisional (650 – 640 Ma), sin-colisional (620 – 600 Ma), pós-colisional (580 – 550 Ma) e pós-tectônico (550 – 530 Ma).

As principais características estruturais da Província Borborema são as suas zonas de cisalhamento com direção NE-SW e E-W (Vauchez et al., 1995; Neves, 2003). As zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos (ambas E-W) são duas das principais estruturas da província e apresentam cinemática dextral. A movimentação dessas estruturas ocasionou a formação de algumas zonas de cisalhamento (NE-SW), que por sua vez apresentam cinemática sinistral (Jardim de Sá, 1994). As zonas de cisalhamento de direção NE-SW possuem cinemática dextral, bem marcadas, na província Norte (Saraiva dos Santos et al., 2008). Diversos plútons graníticos e sieníticos estão associados com essas zonas de cisalhamento (Ferreira et al., 1998; Neves & Mariano, 1999; Neves et al., 2000; Silva & Mariano, 2000). Neves et al. (2008) restringem o período de atividade principal da zona de cisalhamento Pernambuco entre 587 e 573 Ma.

Domínio Pernambuco – Alagoas

O Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) (Fig.2), onde se encontra a área estudada, possui uma forma triangular com 70.000 km² de área, delimitado a norte pela Zona de Cisalhamento Pernambuco e a sul pelas rochas do Domínio Sergipano e Riacho do Pontal (Van Schmus et al., 2008). O domínio encontra-se dividido em duas partes por sedimentos fanerozóicos da Bacia do Jatobá (Silva Filho et al., 2002).

Santos (1996); e Medeiros (1998); agruparam as rochas metamórficas do PEAL nos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco. O complexo Cabrobó é uma unidade predominantemente supracrustal dividido em três suítes (Venturosa, Inhapi e Palmares). É composto de biotita-granada gnaisses, com intercalação de quartzito, quartzo-xisto, rochas calcio-silicática, anfíbolito, e ortognaisses

migmatizados. O complexo Belém de São Francisco é composto de rochas crustais profundas predominantemente ígneas (migmatitos e ortognaisses), que variam em composição de tonalito a granito (Van Schmus et al., 2008). Silva Filho et al. (2002) apresentam uma idade de 2.079 ± 34 Ma para a cristalização do protólito dos ortognaisses do Complexo Belém do São Francisco e uma idade metamórfica de 655 ± 7 Ma, sugerindo assim que o complexo de Belém do São Francisco constitui o embasamento do complexo Cabrobó.

As principais zonas de cisalhamento que compõem o PEAL e regem sua estruturação são: Zona de Cisalhamento Pernambuco de direção E-W e cinemática dextral; as zonas de cisalhamento de cinemática sinistral e direção NE-SW Rio da Chata, Palmares, Limitão Caetés, Itaíba e São Bento do Uma; e as zonas de cisalhamento transpressivas de direção NE-SW Garanhuns e Maravilha.

Silva Filho et al., (2002) identifica cinco batólitos graníticos no PEAL, são eles: Garanhuns, Ipojuca-Atalaia, Correntes-Marimbondo, Águas Belas-Canindé e Buíque-Paulo Afonso (Fig. 2). Os plútons (Maravilha, Serra da Caiçara, Tanquinho, Santana do Ipanema e Anfibolito) que afloram na área de estudo deste trabalho (Fig. 3) fazem parte do batólito Águas Belas-Canindé.

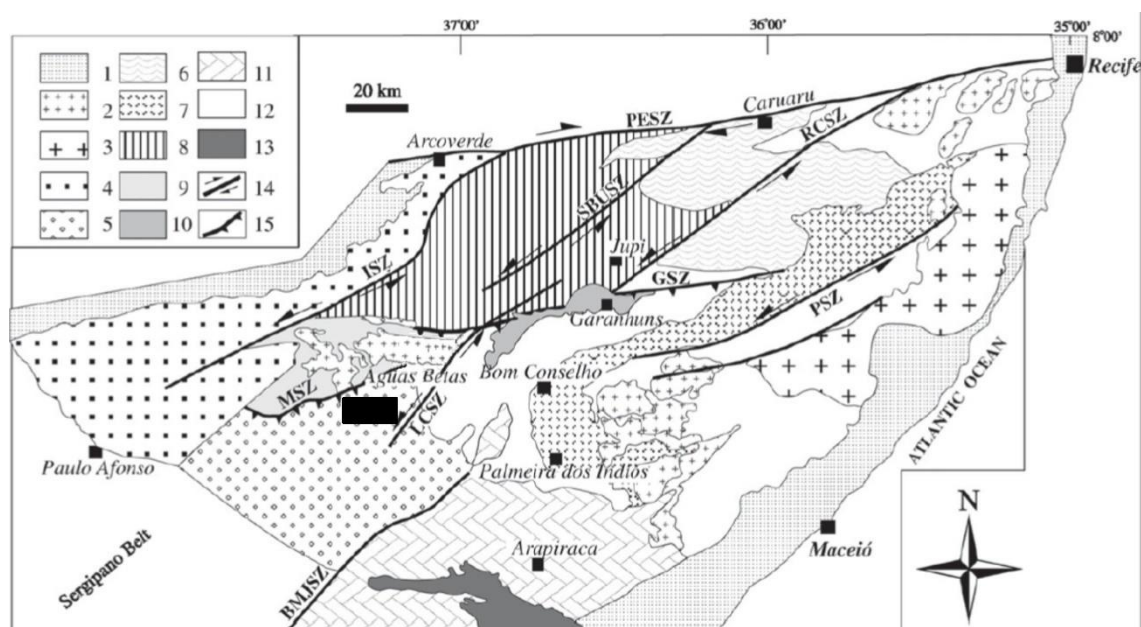


Figura 2: Mapa geológico simplificado do Domínio Pernambuco – Alagoas (Silva Filho et al., 2010), mostrando a localização da área estudada (retângulo preto). 1 - Cobertura sedimentar paleozóica; 2 - Granitoides brasileiros; 3 - Batólito Ipojuca-Atalaia; 4 - Batólito Buíque-Paulo Afonso; 5 - Batólito Águas Belas-Canindé; 6 - Batólito Garanhuns; 7 - Sequência Palmares; 8 - Sequência Venturosa; 9 - Quartzito Garanhuns; 10 - Sequência Inhapi; 11 - Alagoana Sub- cinturão; 12 - Complexo Belém do São Francisco; 13 - Bloco

arqueano; 14 - Zona de cisalhamento transcorrentes (PESZ-Pernambuco; RCSZ-Rio da Chata; PSZ-Palmares; LCSZ-Limitão-Caetés; ISZ-Itaíba; SBUSZ-São Bento do Una); 15 - Zona de cisalhamento transpressiva (GSZ-Garanhuns, zona de cisalhamento MSZ-Maravilha).

GEOLOGIA LOCAL

Os mapas geológicos tomados como base para este trabalho (ex: Mendes et al., 2009, folha Arapiraca, SC.24-X-D, na escala de 1:250.000; Silva Filho et al., 2002) são de escala regional e não individualizam as unidades litológicas aqui identificadas: plútons Maravilha, Serra da Caiçara, Tanquinho, Santana do Ipanema e Anfibolito. Estes plútons foram separados com o auxílio de sensoriamento remoto e mapas geofísicos gamaespectrométricos (contagem individual dos radioelementos Th, U e K; distribuição ternária destes elementos) associados a mapeamento geológico de detalhe (Fig. 3).

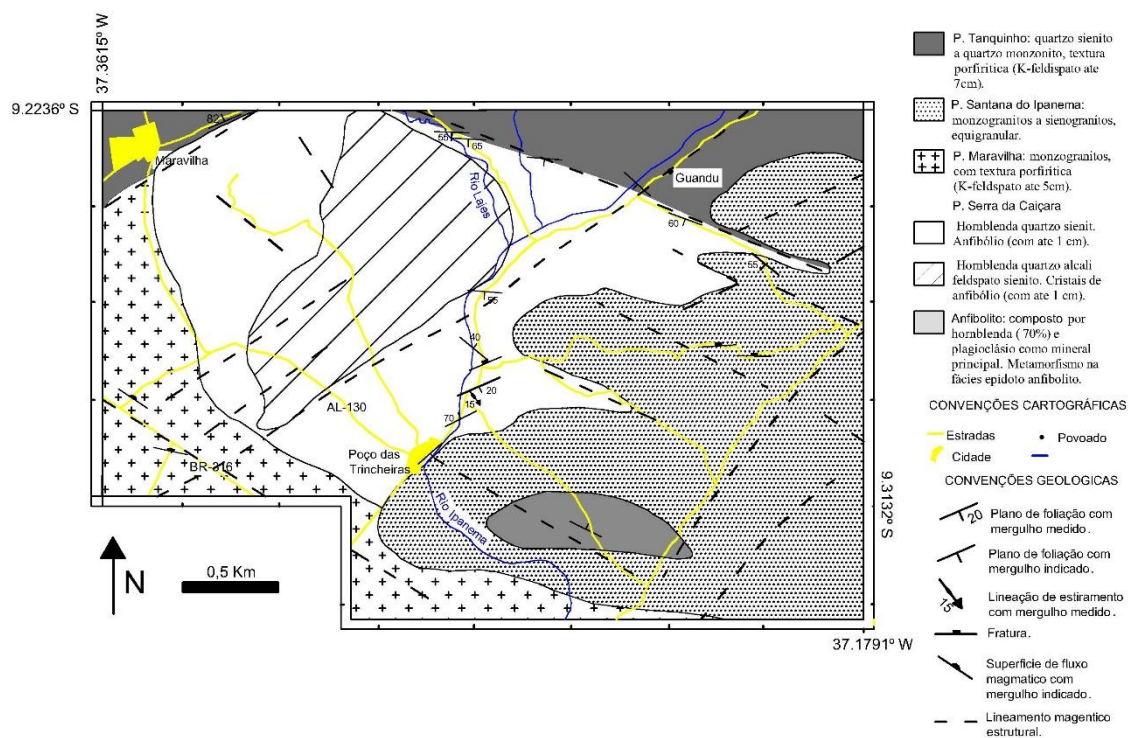


Figura 3: Mapa geológico de porção do batólito Águas Belas – Canindé, Domínio Pernambuco – Alagoas da Província Borborema, região a norte de Santana do Ipanema – AL. Mapa enfatizando as principais unidades mapeadas. Escala de 1:50000.

Plúton Maravilha

É constituído por monzogranitos (Fig. 4a), com textura porfírica dada por fenocristais de feldspato potássico (chegando a atingir 5 cm). A associação mineral

é constituída pelos minerais félsicos: feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. As fases máficas são biotita e anfibólio. Epídoto, titanita, magnetita e pirita estão presentes como minerais acessórios. Uma de suas principais características é uma forte foliação magmática, que preferencialmente possui direção NW-SE.

Plúton Serra da Caiçara

Consiste de hornblenda quartzo sienito a hornblenda quartzo álcali feldspato sienito, ligeiramente porfirítico. Não possui orientação preferencial aparente dos minerais. A assembleia mineral desta unidade é dada por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio. Anfibólio é o principal componente máfico e titanita, epídoto e magnetita compõem a mineralogia acessória. Os cristais de anfibólio, que chegam a atingir 1 cm em seu maior comprimento (Fig. 4b), juntamente com a ausência de biotita distinguem esta unidade das demais.

Plúton Tanquinho

É composto de quartzo sienito a quartzo monzonito (Fig. 4c). As rochas possuem textura porfirítica, dada pelos fenocristais de feldspato potássico (chega a atingir 7 cm), envoltos por uma matriz de composição quartzo feldspática (a matriz possui leve orientação preferencial dos minerais), com biotita e anfibólio presentes. A associação mineral é composta por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, compondo as fases félsicas. As fases máficas incluem biotita e hornblenda. Titanita e magnetita ocorrem como minerais acessórios.

Plúton Santana do Ipanema

As rochas dessa unidade são monzogranitos a sienogranitos (Fig. 4d), sendo equigranulares (principal característica distintiva). A assembleia mineral essencial é composta por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, sendo estes representantes das fases félsicas, enquanto biotita e, menos frequentemente, hornblenda são as principais fases máficas. Titanita e magnetita também estão presentes como minerais acessórios. Ainda, as rochas desta unidade apresentam uma leve orientação magmática na direção WNW-ESE.

Anfibolito

Esta unidade é composta majoritariamente por hornblenda (chega a 70% de hornblenda) e plagioclásio como minerais principais (Fig. 4e), e titanita e epídoto como minerais acessórios. A associação mineral sugere um metamorfismo na fácies epídoto anfibolito. A rocha encontra-se orientada na direção 120° Az.

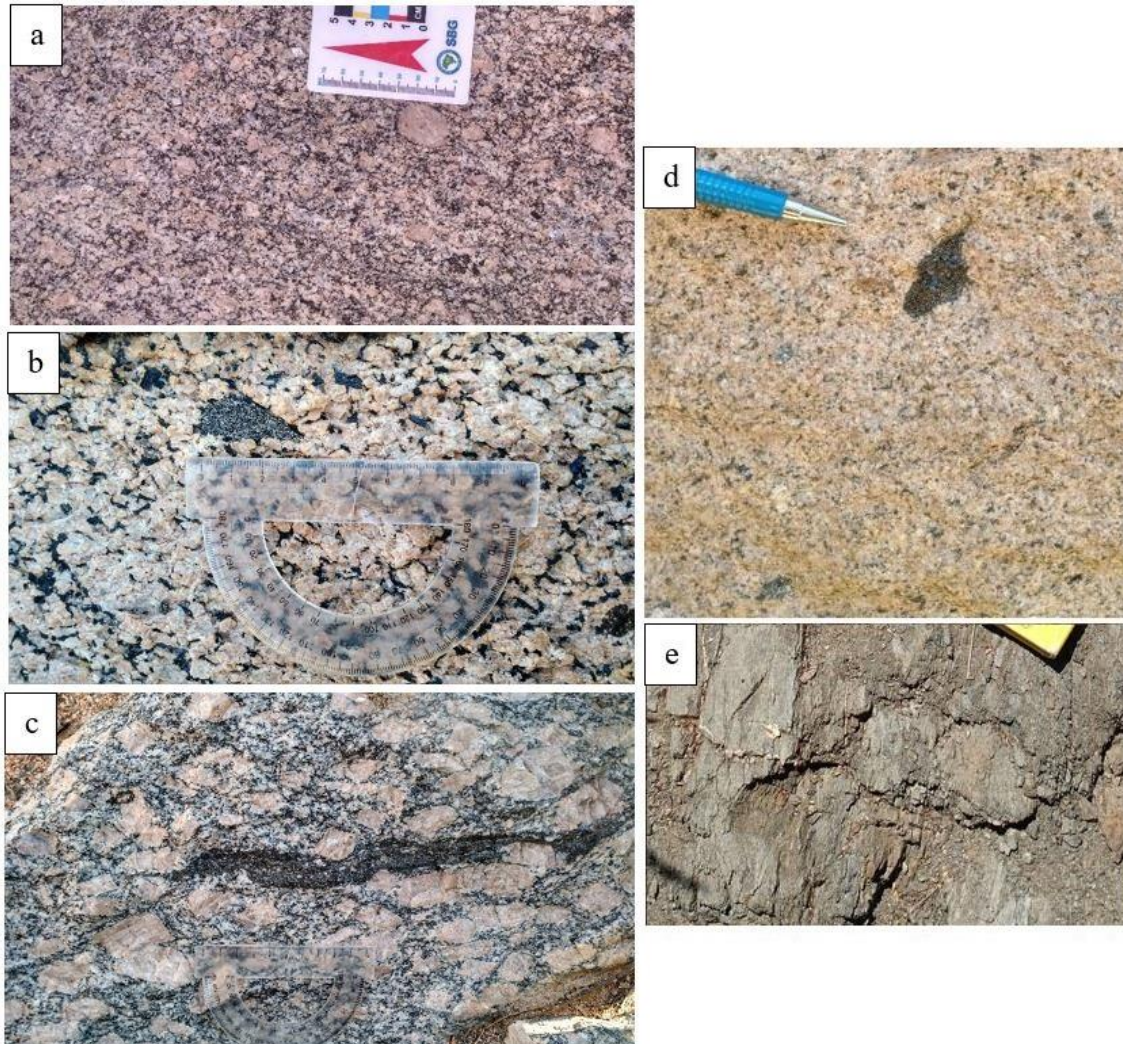


Figura 4: a) Plúton Maravilha, monzogranito de textura porfirítica, na imagem é possível observar um megacristal de k-feldspato com 3cm em seu eixo maior. b) Plúton Serra da Caiçara, hornblenda quartzo sienito, destaque para os cristais de anfibólio que atingem 1cm em seu eixo maior e para presença de enclaves dioríticos. c) Plúton Tanquinho, quartzo monzonito com textura porfirítica dada pelos megacristais de K-feldspato com até 7cm em seu eixo maior. d) Plúton Santana do Ipanema, sienogranito equigranular rico em biotita, na imagem é possível observar aglomerados desse mineral. e) Anfibolito, metamorfismo na fácies epídoto anfibolito.

MÉTODOS

Geofísica

Os dados geofísicos foram adquiridos junto à biblioteca da CPRM- Recife (Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Recife) no formato GRD, aptos para serem trabalhados no Oasis Montaj 6.4.2. Os arquivos obtidos de magnetometria e gamaespectrometria são referentes às folhas Arapiraca (1:250.000) e Santana do Ipanema (1:100.000).

Os dados de magnetometria e gamaespectrometria foram coletados durante o projeto Aerogeofísico Paulo Afonso-Teotônio Vilela (código: 1104). A empresa responsável pelo levantamento e processamento dos dados foi a Microsurvey Aerogeofísica e Consultoria Científica Ltda, a serviço da CPRM, no ano de 2011. O levantamento abrangeu os Estados de Alagoas, Pernambuco, Bahia e Sergipe, numa área total de 40.819 km², que foi sobrevoada a uma altura de voo de 100 m. As linhas de produção possuem uma direção N–S e foram feitas a um espaçamento de 0,5 km, enquanto as linhas de controle, perpendiculares às de produção, foram feitas com um espaçamento de 10 km. O tempo de integração gama foi de 1 segundo o que representa uma distância de 73,6 m entre os pontos de medida no solo. Já o intervalo de leitura do magnetômetro foi de 0,01 segundos, que para uma velocidade de 265 km/h da aeronave representa um espaçamento de 0,736 m no terreno.

Os dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos foram processados através do software Oasis Montaj 8.2 da Geosoft pela CPRM. Os mesmos foram interpolados utilizando o método Bidirecional, com célula de 250 m.

Os mapas magnetométricos trabalhados foram: Contorno do Campo Magnético Anômalo Total, Primeira Derivada na direção Z, Amplitude do Sinal Analítico (Nabighian, 1984; Roest et al., 1992), Inclinação do Sinal Analítico (TDR), também chamado de Tilt Derivative, (Miller & Singh, 1994) e Modelo Digital de Elevação de Terreno. A magnetometria permite analisar a diferença de susceptibilidade magnética das diferentes rochas. Essa diferença está associada principalmente à composição das rochas quanto aos minerais magnéticos (magnetita, ilmenita, pirrotita e hematita). Nos mapas, os alinhamentos de alto ou baixo magnético, ou até mesmo estruturas bipolares, indicam a presença de possíveis estruturas geológicas lineares (falhas, fraturas, zonas de cisalhamento e zonas de sutura). Com isso, esses mapas foram utilizados para interpretação visual de lineamentos magnéticos estruturais. Apresenta-se neste trabalho o mapa magnético de Tilt Derivative (Fig. 5), que se baseia na razão entre a derivada vertical

(VDR) e a derivada horizontal total (THDR); ele normaliza a primeira em relação à segunda. Por extrair o ângulo que tangencia a razão entre derivadas, o Tilt Derivative destaca anomalias tanto de grandes ou pequenas amplitudes, ou seja, ele é eficaz no balanceamento de amplitudes de diferentes anomalias. Segundo Verduzco et al. (2004), as vantagens deste método são a capacidade de normalizar imagens provenientes de dados de campo magnético e o fato de ter bons resultados na presença de ruído.

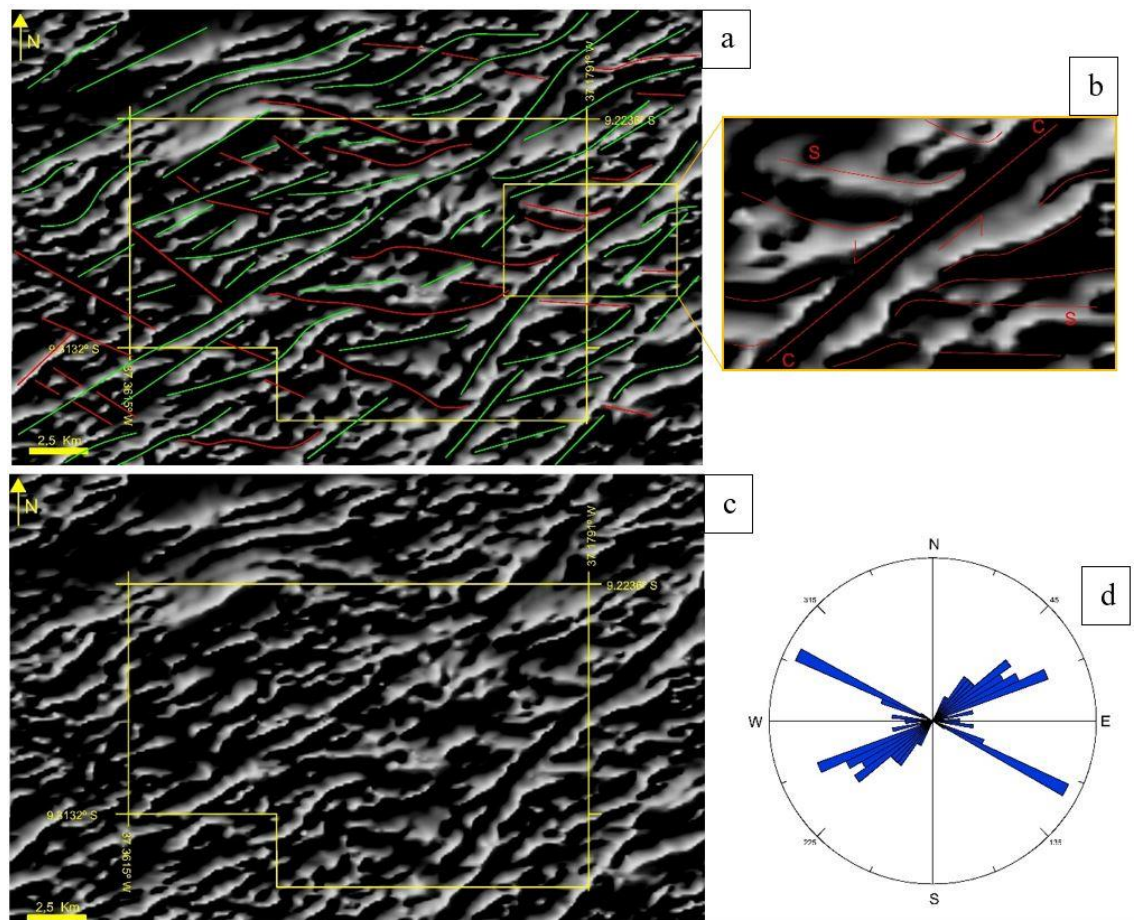


Figura 5: a) Mapa de Tilt Derivative, com as marcações dos principais lineamentos magnéticos nas direções NE-SW (verde) e WNW-ESE (vermelho). b) Recorte do mapa de Tilt Derivative, enfatizando a similaridade com as estruturas tipo S-C, produzidas pela movimentação sinistral das estruturas de direção NE-SW. c) Mapa de Tilt Derivative, sem as marcações dos principais lineamentos magnéticos. d) Diagrama apresentando as direções dos lineamentos magnéticos marcados, enfatizando o predomínio das direções NW-SE e NE-SW. Polígono amarelo delimitando a área mapeada (Fig. 3).

As imagens gamaespectrométricas utilizadas foram: contagem individual dos radioelementos (K, eTh e eU) e distribuição ternária dos radioelementos (Fig. 6). Esse método possibilita fazer uma medição da variação geoquímica dos elementos

potássio (K), urânio (U) e tório (Th). Essa medição ocorre a partir da emissão da radiação gama do potássio e dos isótopos filhos do Th e U, com alcance de 30cm de profundidade (Dickson e Scott, 1997). Os elementos Th e U não emitem radiação gama, por isso utiliza-se a radiação emitida pelos seus isótopos filho ^{208}Ti e ^{204}Bi , respectivamente. Com esses mapas foi possível fazer uma separação prévia das unidades, baseadas na variação dos radioelementos. Esses mapas, posteriormente, ajudaram na delimitação lateral das unidades, juntamente com os pontos obtidos em campo que marcavam as relações de contato entre as mesmas. Além disso, foi permitido também identificar uma variação faciológica no plúton Serra da Caiçara, que será discutido mais à frente.

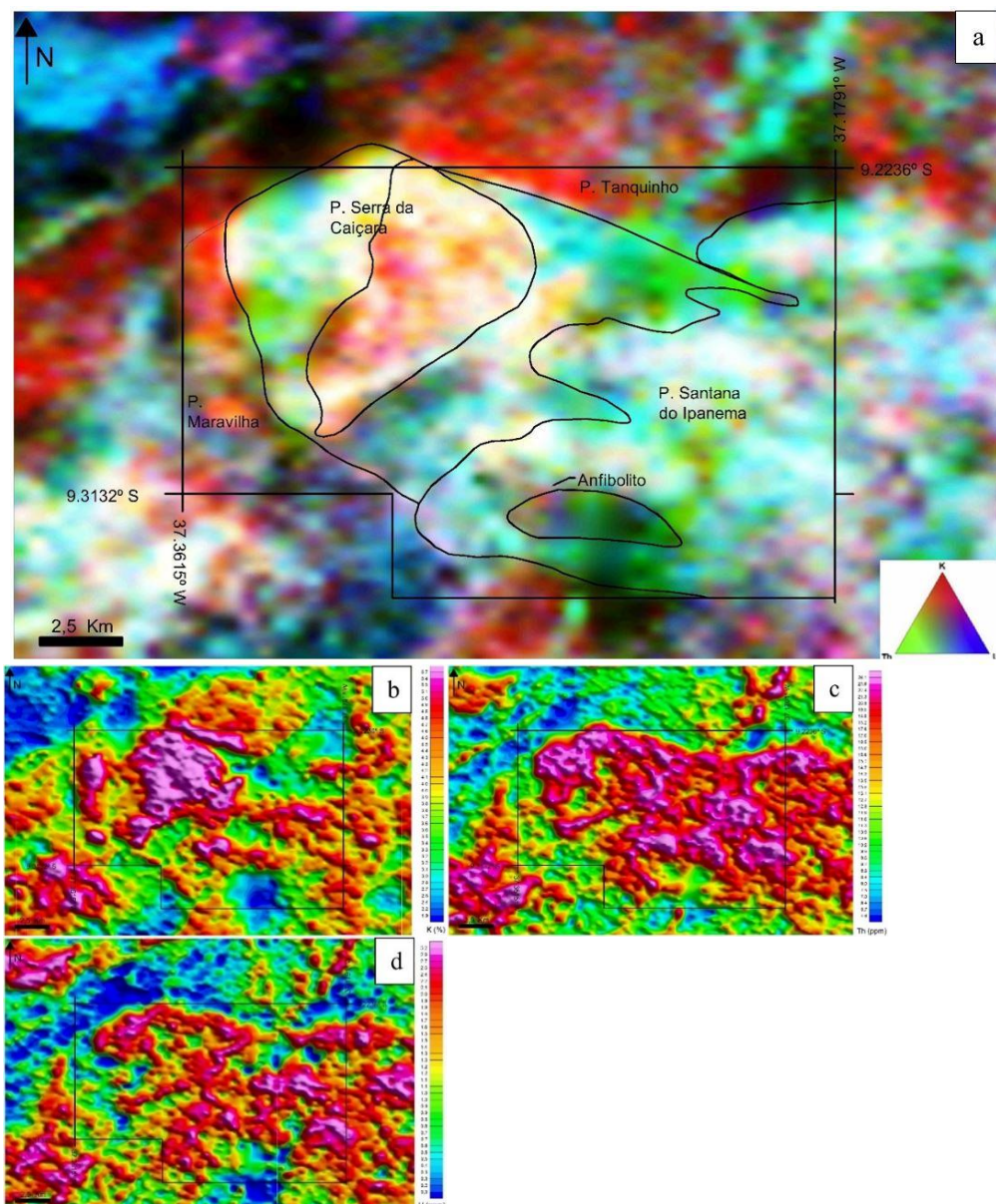


Figura 6: a) Mapa de distribuição ternária dos radioelementos (K, U e Th). b) Mapa de concentração de potássio (K). c) Mapa de concentração de tório (Th). d) Mapa de concentração de urânio (U). Mapas utilizados para identificar as diferentes concentrações dos radioelementos que caracterizam cada rocha estudada, além da variação faciologica do plúton Serra da Caiçara que é dada pela variação na concentração de feldspato potássico que aumenta em direção ao centro do corpo. Polígono preto delimita a área onde foi realizado o mapeamento geológico (Fig.2).

Sensoriamento Remoto

De modo a confrontar e embasar a veracidade dos lineamentos magnéticos estruturais interpretados com os mapas geofísicos magnetométricos, foram utilizadas as imagens de satélite ASTER, Global Digital Elevation Model (GDEM) e LandSAT. Estes satélites obtêm as informações dos alvos desejados a partir da interação da radiação eletromagnética com os objetos, sem que haja contato entre o alvo e o sensor. As imagens ASTER foram obtidas em 17 de outubro de 2011 e disponibilizadas pela NASA através do site earthexplorer.usgs.gov. Posteriormente, estas imagens foram trabalhadas no software ENVI 4.7, no qual foram aplicados filtros direcionais visando o realce das estruturas paralelas as direções dos filtros, os filtros que melhor enfatizaram as estruturas principais da área foram os de direção 90Az (Fig.7a) e 180Az (Fig.7b).

As imagens de sensoriamento remoto foram utilizadas para visualização de lineamentos estruturais, os quais nas imagens de satélite se apresentam como bordas. Bordas são limites entre dois objetos espectralmente distintos, com variação significativa dos níveis de cinza (Meneses e Almeida, 2012). Em particular, as imagens LandSAT, foram utilizadas também para marcar estradas e vias de acesso aos afloramentos, cursos de água, além dos contornos das cidades e povoados.

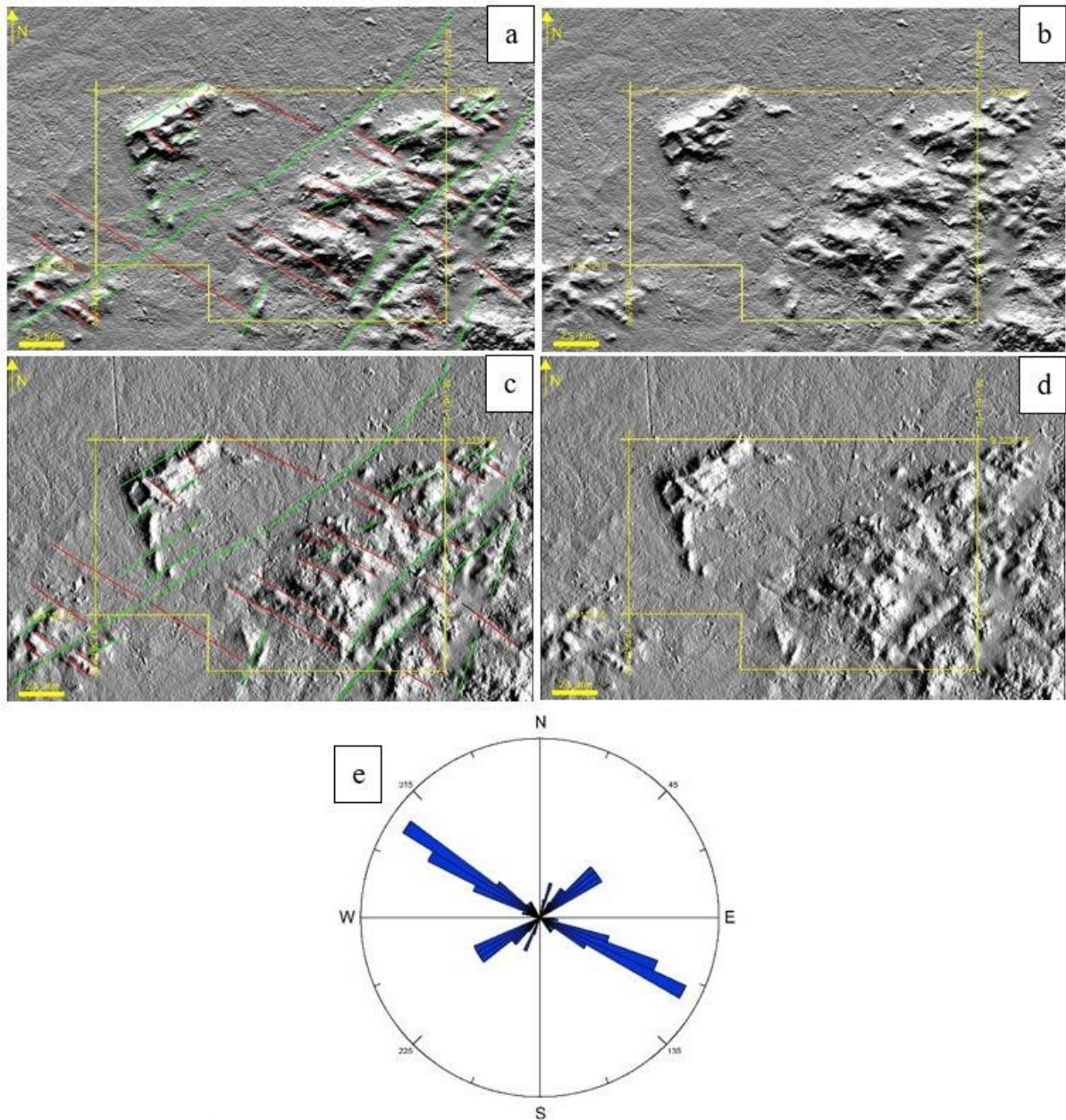


Figura 7. Imagens de satélite ASTER. Ênfase para marcação das estruturas NE-SW (verde) e WNW-ESSE (vermelho) principais. a) Imagem após a aplicação do filtro direcional na direção 90Az, com a marcação das estruturas interpretadas. b) Imagem a sem a marcação das estruturas. c) Imagem após aplicação do filtro direcional na direção 180Az, com a marcação das estruturas interpretadas. d) Imagem c sem a marcação das estruturas. e) diagrama de roseta com as direções dos principais lineamentos observados.

RESULTADOS

Foi realizada a integração dos dados interpretados previamente, com as imagens geofísicas e de satélite, com os dados obtidos no trabalho de campo, em que foram visitados 100 afloramentos representativos das unidades encontradas na área mapeada.

Os mapas geofísicos, em especial os diagramas ternários, juntamente com dados obtidos em trabalhos de campo permitiram a individualização das diferentes unidades litológicas da área mapeada. Além disso, identifica-se também uma variação faciológica no plúton Serra da Caiçara, discutida adiante.

As cinco unidades principais foram identificadas na área estudada (Fig. 6) são: Maravilha, que possui maior concentração de Urânio (U). Tanquinho, que possui anomalias significativas e uniformes de Potássio (K). Serra da Caiçara, que é marcada por uma variação na concentração dos radioelementos da borda do corpo para o centro, se sobressaindo a anomalia de Potássio. Santana do Ipanema, que não apresenta variações significativas, demonstrando considerável homogeneidade, e Anfibolito, que apresenta anomalias de Tório (Th) e Urânio.

DISCUSSÃO

Os mapas geofísicos magnéticos (magnético de campo total, primeira derivada na direção Z, Amplitude do Sinal Analítico e TILT) juntamente com as imagens de satélite deixam claras a existência de duas direções principais das estruturas na região, uma na direção NE-SW e outra na direção NW-SE (Fig. 5 e 7). Os mapas geofísicos por possuir maior amplitude de sinal que as imagens de satélite, permitem identificar mais estruturas, porém em ambos os métodos fica clara a existência das duas direções principais, facilmente observadas nos diagramas de roseta apresentados nas figuras 5d e 7e. A resposta obtida com a aplicação do filtro TILT é a que melhor destaca as estruturas, possibilitando também fazer análise cinemática das mesmas (Fig. 5b).

Essas tendências direcionais estão associadas com a orogênese Brasileira-Pan Africana, que teve seu auge compressional na Província Borborema por volta de 620 Ma (Santos et al., 2003; Castro et al., 2003; Van Schmus et al., 2008). Em campo foram encontradas duas fases de deformação associadas a essas duas direções principais, uma de baixo ângulo e outra transcorrente. Foi possível identificar que a direção NW-SE estaria associada à fase de baixo ângulo, mesma direção apresentada em Silva Filho et al. (2007) para a sequência Venturosa; já a direção NE-SW, provavelmente relacionada com a fase transcorrente.

O plúton Serra da Caiçara possui idade de cristalização U-Pb de 616 ± 3.5 Ma (Mendes et al., 2009), que se aproxima da idade do auge da compressão na Província Borborema e marca bem a deformação de baixo ângulo. Associados a

essa deformação, foram identificados afloramentos que apresentam foliação sigmoide, lineação de estiramento mineral e dobramentos da foliação, com inclinação no sentido do transporte (linha de charneira na direção NE). Todos os casos indicam um transporte para SE (Fig. 8). A tectônica de baixo ângulo no domínio Pernambuco – Alagoas também afeta as sequências Inhapi (rochas metassedimentares) e Venturosa (rochas metaígneas), possuindo linhas de estiramento principal NW-SE (Silva Filho et al., 2007), direção semelhante a encontradas na área mapeada.

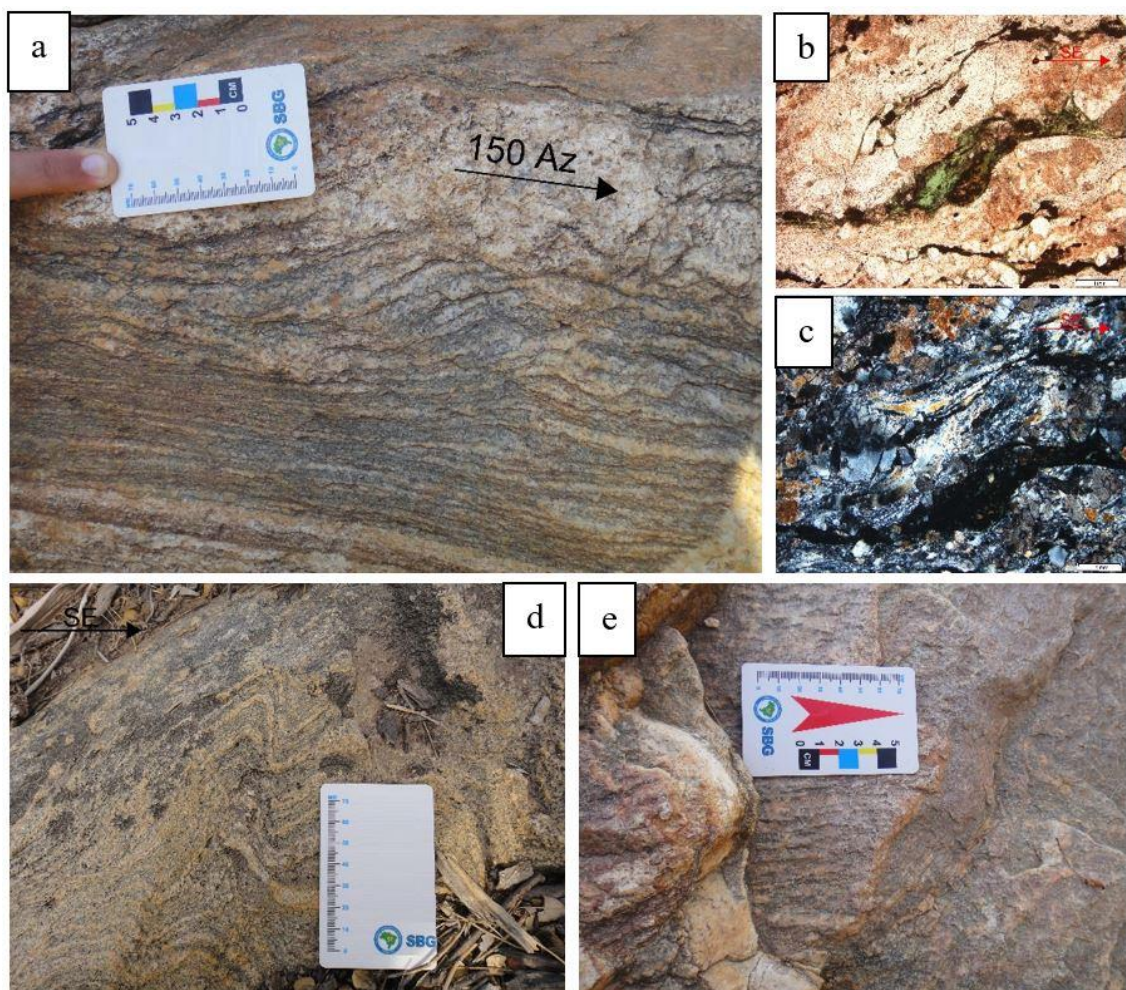


Figura 8: a) foliação sigmoide, indicando transporte do topo para 150Az. b) e c) Trama S-C observada em lâmina delgada, também indicando transporte do topo para SE; em nicois paralelos (b), nicois cruzados (c) ambas com escala de 1mm. d) Foliação apresentando dobras inclinadas para sudeste (linha de charneira com atitude $35^{\circ}/22\text{Az}$). e) Lineação de estiramento com sentido de caimento para SE (atitude $14^{\circ}/141\text{Az}$). Todas as imagens representam feições do plúton Serra da Caiçara.

É possível que durante a fase de transcorrência, que sucede a fase de baixo ângulo, as zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW tenham sido formadas através de escape lateral, devido à compressão. A movimentação sinistral das zonas de cisalhamento NE-SW provocou um arrasto da foliação preexistente na direção WNW-ESE, formando um arcabouço semelhante a uma trama S-C (Fig. 5b) de grandes dimensões (Martini & Bitencourt, 2014).

Associado às zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW podem ser encontrados grandes enclaves anfibolíticos (~1m), orientados segundo a direção NE-SW (Moyen et al., 2003), bandas de cisalhamento, foliação de alto ângulo com direção NE-SW e deformação de feldspato potássico (fig. 9). Tais feições são encontradas nas bordas dos corpos, principalmente do Serra da Caiçara.

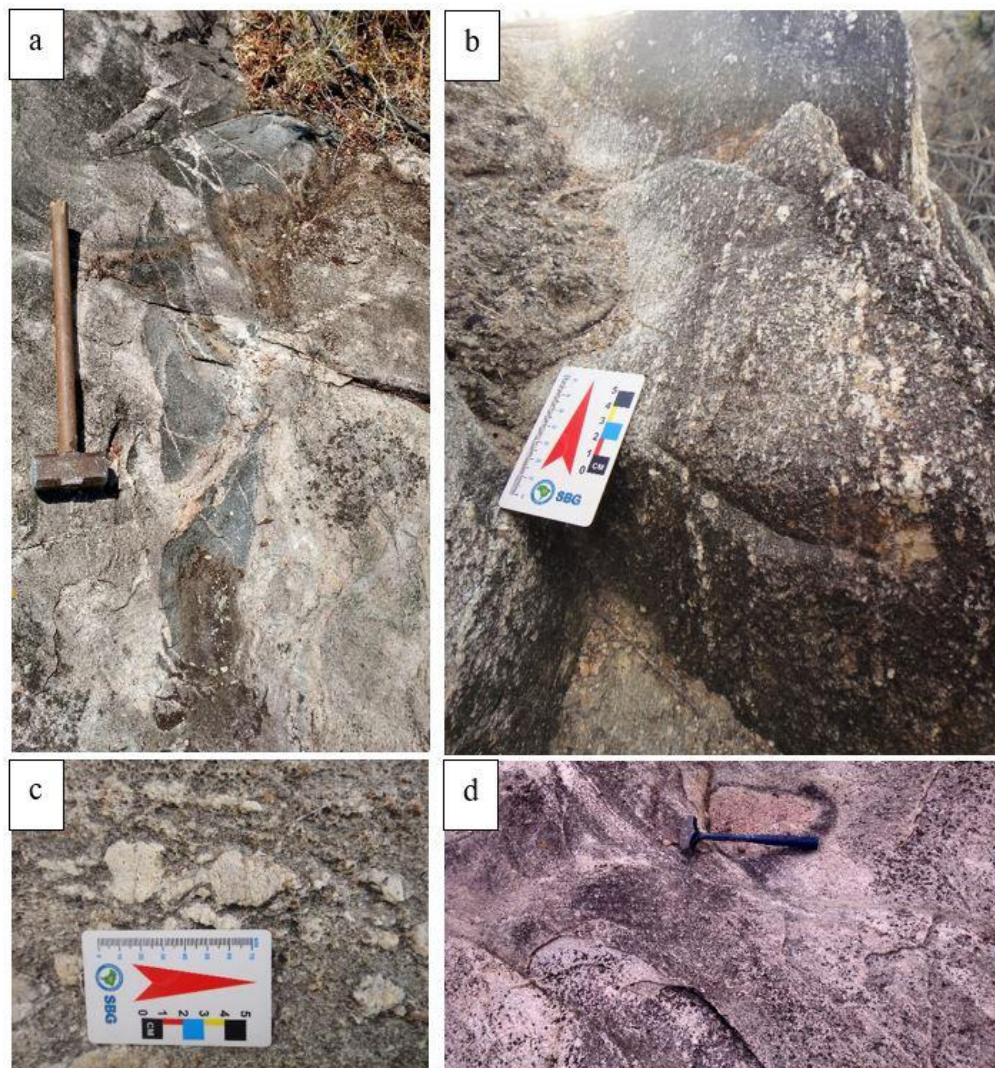


Figura 9: Feições associadas as zonas de cisalhamento NE-SW a) Enclaves anfibolíticos com aproximadamente 1m, orientados NE-SW; cabo da marreta apontando para direção NE. b) Foliação de alto ângulo (inclinação 82°), observada na borda noroeste do plúton

Serra da Caiçara. c) Deformação dúctil em feldspato potássico, observado em afloramento do plúton Tanquinho. d) banda de cisalhamento indicando uma cinemática sinistral. Todas as imagens encontram-se em planta.

Analizando as características observadas nos trabalhos com os mapas de contagem individual e distribuição ternária dos radioelementos (K, Th e U) para as cinco unidades principais: plútons Maravilha, Tanquinho, Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Anfibolito (Fig. 6), foi possível identificar que as fortes anomalias de potássio observadas no plúton Tanquinho, associadas com a grande concentração de feldspatos potássicos presente. Vale salientar que nesta unidade os cristais de feldspato potássico chegam a atingir 7cm de comprimento no maior eixo. No centro do plúton Serra da Caiçara onde as anomalias de potássio se sobressaem, também é maior a concentração de feldspato potássico (facies hornblenda quartzo álcali feldspato sienito). Vale destacar que sem o auxílio das imagens em questão, seria muito mais difícil a delimitação do Anfibolito, visto que não são encontrados muitos afloramentos desta unidade em campo, devido a uma forte alteração intempérica.

CONCLUSÃO

As imagens magnetométricas e de sensoriamento remoto permitiram a identificação de duas direções estruturais principais, associadas à orogênese Brasileira: uma fase de baixo ângulo, de direção NW-SE; e uma subsequente fase transcorrente de direção NE-SW e cinemática sinistral, a qual foi observada em imagens magnéticas. Foi destacada a utilização do filtro TILT aplicado na magnetometria para marcação das estruturas. O trabalho possibilitou também a separação e delimitação das cinco unidades da área (plútons Maravilha, Serra da Caiçara, Tanquinho, Santana do Ipanema e Anfibolito), além da identificação da variação faciológica no plúton Serra da Caiçara.

Por fim, o trabalho contribui para maior conhecimento dos plútons que compõem o batólito Águas Belas – Canindé, além de inclusão do arcabouço estrutural da área no contexto tectônico da Província Borborema.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) e ao National Aeronautics and Space Administration (NASA) por fornecer os dados utilizados

nesse trabalho. Agradecemos também à UFPE pela estrutura oferecida, como também agradecemos às instituições financiadoras deste trabalho: a FÁCIESPE através do processo APQ-1738-1.07/12 e CNPq através do processo 471034/2012-6, que custearam as atividades de campo. Por fim, também agradecemos a Pierre Baracho, pelo auxílio em campo, e Ruth Freitas pelas correções ortográficas.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Review*, 17: 1-19.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds) *Tectonic evolution of South America*. International Geological Congress p. 151-182.
- Castro, N.A., Basei, M.A.S., Sato, K., 2003. Nd data from Central Ceará Domain: Archean relics, Paleoproterozoic record and Neoproterozoic crustal reworking. In: *Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology, Brazil*, pp. 160–163.
- Dickson, B. L., Scott, K. M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australia Geology and Geophysics*, v. 17, n. 2, p. 187-200.
- Ferreira, V.P., Sial A.N., Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Journal South American. Earth Science* 11, 439-455.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Panafricana. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília - 762p.
- Martini, A. & Bitencourt, F. 2014. Caracterização cinemática de uma zona de cisalhamento transcorrente de direção NNE marcada na evolução de seu magmatismo granítico sintectônico na região de Camboriú, SC. *Geol. USP, Sér. cient.*, v. 14, n. 3, p. 6-74.
- Medeiros, V. C., Santos, E. J. 1998. Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brasil.

- Meneses, P. R., Almeida, T. de., 2012. Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. UnB/CNPq, Brasília, p. 176-179.
- Mendes, V.A., Brito, M.F.L., Paiva, I.P., 2009. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2009, 1 mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala – 1:250.000.
- Miller, H.G. & SINGH, V., 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*. 32(2-3): 213–217.
- Moyen J. F., Nédélec A., Martin H., Jayananda M., 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology*, 25, 611–631.
- Nabighian, M., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. *Geophysics* 49, 780e786.
- Neves, S.P. & Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *J. Struct. Geol*, 21, p.1369–1383.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Feraud, G., 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Re*, 2000, 99, p.1-32.
- Neves, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* 22 (4), 1031.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 285-297.
- Neves, S. P. 2015. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brasil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, (58), 150-164.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3D analytical signal. *Geophysics* 57 (1), 116e125.

- Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39º, Salvador, Anais, 6: 47-50.
- Santos, T.J.S., Santos, A.A., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Parente, C.V., 2003. Nd Isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, northwest Borborema Province, NE Brazil. Proceedings of the IV Symposium on South American Isotope Geology, Brazil, pp. 286–289.
- Saraiva dos Santos, T. J., Fetter, A. H., Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Nogueira Neto, J. A., 2008. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 271–284.
- Sial, A. N., 1986. Granite types in northeast Brazil Current Knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 54-72.
- Silva, J.M.R. & Mariano, G., 2000. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. *International Geology Review*, v. 42, p.86-95.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R. 2002. Crustal evolution of the PernambucoAlagoas complex, Borborema Province, NE Brasil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research*, 5, 409–422.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Armstrong, R. A., Rangel Da Silva, J. M., Osako, L. S., Concentino, L. M. 2014. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, Springer.
- Van Schums, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinsky, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 8, 267-288.
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brasil and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications* 2008. v. 294, p. 69-99.
- Verduzco, B., Fairhead, C., Green, C., Mackenzie, C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23, 116-119.

3.2 CARACTERIZAÇÃO LITOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DE GRANITOS DO BATÓLITO ÁGUAS BELAS-CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA BORBOREMA

Charles Henrique Fernandes Sales das Neves¹

Valderez Pinto Ferreira¹

Sergio Pacheco Neves²

¹NEG-LABISE, Departamento de Geologia DGEO/CTG/UFPE, e-mail: charleshfs@hotmail.com; valderez@ufpe.br;

²Departamento de Geologia DGEO/CTG/UFPE, e-mail: serpane@hotmail.com.br

RESUMO

Os plútons Serra da Caiçara (616 ± 3 Ma), composto de hornblenda quartzo sienito a hornblenda quartzo álcali feldspato sienito grossos; Santana do Ipanema (621 ± 5 Ma), por monzogranitos a sienogranitos equigranulares; e Maravilha (627 ± 5 Ma), por monzogranitos porfiríticos com forte foliação magmática, são algumas das intrusões que compõem o Batólito Águas Belas-Canindé, Domínio Pernambuco-Alagoas, Província Borborema, nordeste do Brasil. As idades U-Pb (SHRIMP) em zircão dos plútons indicam intrusão associada ao período de formação da foliação de baixo ângulo regional, gerada durante a convergência da Orogênese Brasileira. Os granitos e sienitos são cálcio-alcálinos de alto potássio a shoshoníticos, metaluminosos a levemente peraluminosos, da série magnetita granitos e magnesianos. Os padrões normalizados de elementos terras raras para essas rochas indicam fracionamento moderado a alto, apresentando, (La/Lu)_N entre 14 e 82, e leves anomalias negativas de Eu. Diagramas de elementos incompatíveis normalizados em relação ao condrito mostram anomalias marcantes em Nb-Ta e Ti, típicas de magmas relacionados a zonas de subducção. Anfibólios e biotitas, analisados nos três plútons, têm composições típicas de granitos da série cálcio-alcálica e possuem valores de Fe# semelhantes aos da rocha total. O conjunto de dados geoquímicos sugere que o magma foi gerado em ambiente de arco, derivado da fusão de rochas basálticas de alto K, em condições oxidantes e evoluiu por cristalização fracionada.

Palavras-chave: Intrusões graníticas; Batólito Águas Belas-Canindé; Litoquímica; Geocronologia U-Pb em zircão (SHRIMP).

ABSTRACT

The plutons Serra da Caiçara (616 ± 3 Ma), composed of coarse-grained hornblende quartz syenite to hornblende alkali quartz feldspar syenite; Santana do Ipanema (621 ± 5 Ma), monzogranites to equigranular sienogranites; and Maravilha (627 ± 5 Ma), porphyritic monzogranites with strong magmatic foliation, are some of the intrusions that make up Aguas Belas-Canindé Batholith, Dominio Pernambuco-Alagoas, Borborema Province, northeastern Brazil. The U-Pb (SHRIMP) ages in zircon of the plutons indicate intrusion associated with the regional low-angle foliation, generated during the convergence of the Brasiliano Orogenesis. The granites and syenites are high-K calc-alkaline to shoshonitic, metaluminous to lightly peraluminous, of the series magnetite granites and magnesian. The chondrite-normalized REE patterns indicate moderate to high fractionation, present (La / Lu) N between 14 and 82, and slightly negative Eu anomalies. Chondrite-normalized incompatible elements show marked negative spikes in Nb-Ta and Ti, typical of magmas related to subduction zones. Amphibole and biotite of the three plutons have compositions typical of granites of the calcalkaline series, and have values of Fe # similar to those of the total rock. The geochemical data suggest that the magma was generated in arc environment, derived from the fusion of high K basaltic rocks, under oxidizing conditions, and evolved by fractional crystallization.

Keywords: Granite intrusions; Batholithe Águas Belas-Canindé; Lihochemistry; SHRIMP U-Pb zircon age Geochronology.

INTRODUÇÃO

Situada a norte do Cráton São Francisco, a Província Borborema (Almeida et al., 1981) foi afetada durante o neoproterozoico pela Orogênese Brasileira, sendo este o principal evento tectônico da província (Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2008). Dentre as principais características da Orogênese Brasileira está o grande volume de magmas graníticos adicionado a crosta neste período (Ferreira et al., 1998; Brito Neves et al., 2000; Guimarães et al., 2004; Van Schmus et al., 1995, 2008, 2011). Ao longo dos anos, a Província Borborema passou por compartimentações em domínios tectônicos (Brito Neves., 2000; Van Schmus et al.,

2008), entre os quais está o Domínio Pernambuco-Alagoas (Van Schmus et al., 2008). O Domínio Pernambuco-Alagoas é caracterizado por volumes grandes de intrusões ácidas e intermediárias que ocorrem como stocks e batólitos. Em acordo com o trabalho de Silva Filho et al. (2014) as intrusões ígneas do domínio foram agrupadas em pré-colisional (650 – 620 Ma), sin-colisional (620 – 600 Ma), pós-colisional (580 – 550 Ma) e pós-tectônico (550 – 530 Ma).

O estudo dos granitos é uma ferramenta importante para o entendimento e delimitação de eventos tectônicos e do desenvolvimento da crosta (Sial, 1986; Ferreira et al., 1998; Guimarães et al., 2004). O Domínio Pernambuco-Alagoas, um dos segmentos crustais da Província Borborema e importante para a formulação de modelos para a reconstrução continental do Gondwana, ainda é carente de dados geocronológicos e químicos em suas rochas, deixando algumas questões pendentes em relação à evolução e desenvolvimento das mesmas.

Este trabalho faz uso de levantamentos de campo, petrografia, litoquímica de rocha total, química mineral e isotópicos (U-Pb em zircão) de três plútons graníticos (Santana do Ipanema, Maravilha e Serra da Caiçara), que fazem parte do Batólito Águas Belas-Canindé (Silva Filho et al., 2002) no Domínio Pernambuco-Alagoas. E possui como objetivo conhecer os mecanismos atuantes na formação e evolução destes plútons, possível fonte e ambientes tectônicos de formação e intrusão magmática.

GEOLOGIA REGIONAL

Com aproximadamente 450.000 km², a Província Borborema (Almeida et al., 1981) está situada ao norte do Cráton do São Francisco (Figura 1). Juntamente com sua respectiva porção situada na África, compreende uma grande província estrutural, formada durante a convergência e colisão dos crátons Oeste África-São Luiz, São Francisco-Congo e Amazônico, por volta de ~600 Ma, durante a formação do Gondwana ocidental (Santos et al., 2004; Van Schmus et al., 2008). Este evento é conhecido por Orogênese Brasileira-/Pan-Africana (Brito Neves et al., 2000).

Alguns autores sugerem uma evolução policíclica para a Província Borborema (Jardim de Sá e Hackspacher, 1980; Jardim de Sá, 1984; Jardim de Sá, 1986). Para estes autores, a maioria das faixas de dobramentos seria associada à Orogênese Transamazônica (eburniana), com retrabalhamento durante o Brasileiro. Santos (1996, 1998) sugeriu o modelo de acreção de terrenos tectono-estratigráficos como

o principal mecanismo de acreção crustal. Para o autor, esses terrenos sofreram uma colagem tectono-estratigráfica nas margens de crátons, durante as orogêneses Cariris Velho e Brasiliana-/Pan-Africana. A Cariris Velho, datada do final do mesoproterozoico, começo do neoproterozoico, cronocorrelata com a Orogênese Grenvilleana. Enquanto, a Brasiliana-/Pan-Africana teria idade essencialmente neoproterozoica. Para outros autores, a Província Borborema juntamente com a Faixa de Dobramentos da África Central formam uma larga faixa orogênica Brasiliana-/Pan-Africana (Van Schmus et al., 1995, 2008; Brito Neves et al., 1995; Silva Filho et al., 2002, 2007, 2010), resultado da convergência e colisão dos crátons São Luís-Oeste da África e São Francisco-Congo-Kasai, durante a formação do supercontinente Gondwana Ocidental.

A primeira parte da Orogênese Brasiliana é marcada por uma tectônica de baixo ângulo. No Domínio Pernambuco-Alagoas, essa tectônica afeta desde rochas dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco, a algumas intrusões graníticas, sendo marcada por linhas de estiramento principal NW-SE (Silva Filho et al., 2007). A idade para essa deformação é restrita entre 630 a 608 Ma (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2005a, 2005b; Neves et al., 2008). A fase de baixo ângulo é sucedida por uma fase transcorrente de alto ângulo, marcada pela formação de grandes estruturas com direção preferencial NE-SW (Neves et al., 2005a, 2005b; Neves et al., 2008).

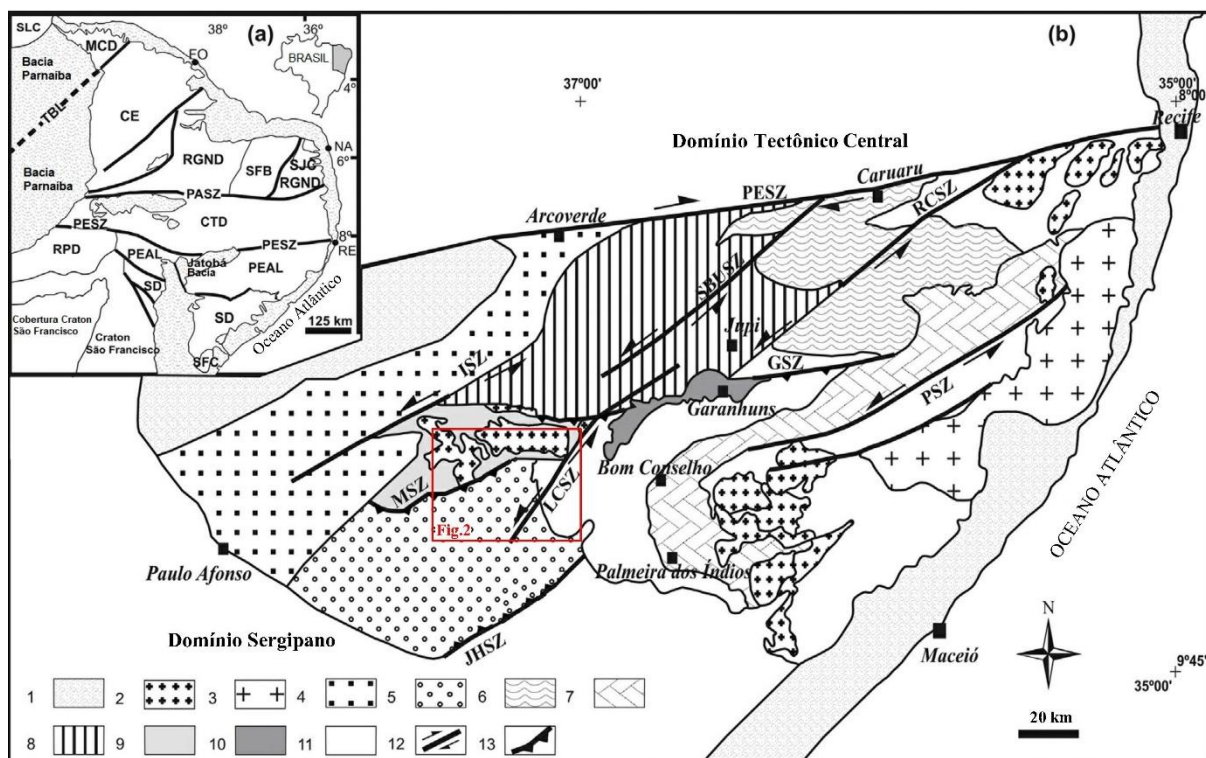


Figura 1. (a) Província de Borborema com principais domínios de acordo com Van Schmus et al. (2008): Domínio Ceará – CE; Domínio Médio Coreaú – MCD; Domínio Pernambuco-Alagoas – PEAL; Domínio Rio Grande do Norte - RGND (Núcleo Arqueano São José Do Campestre – SJC; Faixa de Dobramento Seridó - SFB); Domínio Riacho Pontal – RPD; Domínio Sergipano - SD; Cráton São Francisco – SFC; Cráton São Luís – SLC; Domínio da Central – DZT. Falhas e zonas de cisalhamento: zona de cisalhamento Patos – PaSZ; zona de cisalhamento Pernambuco – PeSZ; zona de cisalhamento São Miguel do Aleixo – SMASZ. Cidades: Fortaleza - Fo, Natal - Na, Recife – RE. B) Mapa geológico simplificado da parte oriental do domínio PEAL. 1- Cobertura sedimentar palaeozoica; 2- Granitoides Brasilianos; 3- Batólito Ipojuca - Atalaia; 4- Batólito Buíque - Paulo Afonso; 5- Batólito composto Águas Belas - Canindé; 6- Batólito Garanhuns; 7- Sequência Palmares; 8- Sequência Venturosa; 9- Sequência Inhapi; 10- quartzito Garanhuns; 11- Complexo Belém do São Francisco; 12- zonas de cisalhamento transcorrentes (PESZ - Pernambuco; RCSZ - Rio da Chata; PSZ - Palmares; LCSZ - Limitão Caetés; ISZ - Itaíba; SBUSZ – São Bento do Una); 13- zonas de cisalhamento transpressivas (GSZ – Garanhuns; MSZ- Maravilha; ZCJH- Jacaré dos Homens) (Silva Filho et al., 2010). Retângulo em vermelho marca a área do mapa da Figura 2.

Brito Neves et al. (2000) dividiram a Província Borborema em domínios tectônicos, os quais foram posteriormente renomeados por Van Schmus et al. (2008), de sul para norte: Sergipano, Pernambuco-Alagoas, Riacho do Pontal, Transversal, Rio Grande do Norte, Ceará e Médio Coreaú (Figura 1). Os plútons Maravilha, Santana do Ipanema e Serra da Caiçara intrudem as rochas do Domínio Pernambuco-Alagoas e, juntamente com outras intrusões Brasilianas, formando grandes batólitos ígneos (Brito Neves et al., 2000; Silva Filho et al., 2002, 2013; Van Schmus et al., 2008).

O Domínio Pernambuco-Alagoas consiste de uma sequência de biotita-granada gnaisses, com intercalação de quartzito, quartzo-xisto, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos, ortognaisses migmatizados que compõem o Complexo Cabrobó, e migmatitos e ortognaisses, que constituem o Complexo Belém do São Francisco (Santos, 1996; Medeiros, 1998). Silva Filho et al. (2002) sugerem uma idade de cristalização de 2079 ± 34 Ma para o Complexo Belém do São Francisco e Brito Neves et al. (1995) sugerem idade de 966 ± 14 Ma para o Complexo Cabrobó.

Os principais corpos graníticos do Domínio Pernambuco-Alagoas podem ser agrupados em cinco grandes batólitos (Figura 1), sendo eles: Buíque – Paulo Afonso, Águas Belas-Canindé, Marimbondo-Correntes, Ipojuca-Atalaia e Garanhuns (Silva Filho et al., 2002). Os plútons alvos deste trabalho fazem parte do Batólito Águas Belas-Canindé, que intrudem metatexitos orto-derivados e diatexitos de composição intermediária a ácida (Silva Filho et al., 2002). Baseando-se em idades TDM, Van Schmus et al. (2008) separou as rochas do Domínio Pernambuco-Alagoas em cinco agrupamentos: TDM (Sm/Nd) superior a 2,40 Ga, representado por várias ocorrências locais de gnaisses e migmatitos; TDM (Sm/Nd) entre 2,00 e 2,20 Ga, representada por grandes áreas na metade do nordeste do Domínio Pernambuco-Alagoas; TDM (Sm/Nd) entre 1,70 e 2,00 Ga, representada por vários plútons no canto nordeste do domínio; TDM (Sm/Nd) entre 1,20 e 1,50 Ga, representado por grande partes da metade sudoeste do Domínio Pernambuco-Alagoas; TDM (Sm/Nd) entre 0,90 e 1,20 Ga, representado principalmente pelo Batólito Buíque - Paulo Afonso. Os plútons do Batólito Águas Belas-Canindé possuem idade TDM (Sm/Nd) de aproximadamente 1,40 Ga, refletindo mistura de processos entre uma crosta enriquecida paleoproterozoica e material juvenil Brasileiro ou Cariris Velho (Silva Filho et al., 2002).

METODOLOGIA

Para este trabalho foram coletadas amostras representativas dos três plútons. Algumas amostras foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas, que posteriormente foram encaminhadas para análises químicas por microsonda eletrônica (JEOL modelo JXA-8230 com cinco espectrômetros WDS e um EDS), da Universidade de Brasília. As condições analíticas foram voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, e um diâmetro do feixe eletrônico da ordem de 5 μ , em

que foi obtida a composição química dos diversos minerais constituintes das rochas. Os valores obtidos são apresentados nas Tabelas 1, 2 e 3.

Os elementos maiores e alguns elementos traços de amostras selecionadas foram analisados por fluorescência de raios-X em um espectrômetro ZSX Primus II da Rigaku, no Departamento de Geologia (NEG-LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Brasil. Foram usados discos fundidos e aplicado o padrão método de curvas de calibração, preparadas com materiais de referência certificados. Os Elementos Terras Raras (ETR) foram analisados pelo ICP-OES no SGS-Geosol Laboratório, Belo Horizonte, Brasil. Os valores obtidos para os elementos maiores, traços e ETR são apresentados na Tabela 4.

Os dados isotópicos de U-Pb em zircão (SHRIMP) foram determinados na fração não magnética dos plútons Maravilha (monzogranitos), Santana do Ipanema (sienogranitos a monzogranitos). Não foram realizadas datações no plúton Serra da Caiçara visto que o mesmo já apresenta uma datação na literatura, sendo de 616 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP) (Mendes et al., 2009). Os grãos de zircão foram separados usando esmagamento padrão, peneirador (para separação da fração desejada, 0.150 - 0.063 mm), separador magnético e separação de líquidos densos. Os concentrados de zircão foram limpos usando ácido HF concentrado, seguido de ácido H₂SO₄. Os grãos de zircão foram montados em fita adesiva de dupla face, antes de serem colocados em um disco epóxi com resina, e polidos para revelar a parte interna, removendo a parte externa dos cristais de zircão. Os grãos foram fotografados em luzes refletidas e transmitidas. As imagens de cátodo luminescência (CL) foram produzidas em um microscópio eletrônico de varredura, com a finalidade de investigar as estruturas internas dos cristais de zircão, para caracterizar diferentes populações e assegurar que o ponto esteja totalmente dentro de um componente de idade único dentro dos grãos selecionados. As taxas de isótopos U-Pb foram determinadas usando SHRIMP II no GeoLab-IGc-USP, São Paulo, Brasil. Os pontos analíticos individuais para as análises SHRIMP possuíam cerca de 20 μ de diâmetro. As análises foram realizadas nos núcleos, onde não apresentavam excesso de crescimento. Os dados foram processados e os valores de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigidos foram plotados em diagramas concórdia convencionais, usando o software ISOPLOT. Na Tabela 5 é apresentado um resumo dos valores de U-Pb obtidos.

Durante as atividades de campo foram obtidos valores de susceptibilidade magnética dos plútons. Os valores são obtidos tanto em amostras com 5 cm de aresta, como em faces frescas da rocha in situ. Para medir a susceptibilidade magnética foi utilizado um susceptíbilímetro manual Kappameter modelo KT-5. Em cada ponto foram realizadas em média três medições de susceptibilidade, para melhorar a confiabilidade da aferição. Os valores médios de susceptibilidade magnética são apresentados no item Fugacidade de Oxigênio.

FEIÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA

Os plútons Maravilha, Santana do Ipanema e Serra da Caiçara estão em contato direto um com o outro (Figura 2), e afloram na porção noroeste do Batólito Águas Belas-Canindé. As intrusões apresentam elementos estruturais que indicam atuação de tectônica de baixo ângulo, como linhas de estiramento NW-SE (com caimento baixo), tramas S-C e dobramento da foliação; bem como elementos estruturais indicativos de tectônica transcorrente, como bandas de cisalhamento, corredores de foliação milonítica de alto ângulo, deformação dúctil em K-feldspato e quartzo, enclaves anfibolíticos com aproximadamente 1m, orientados NE-SW (Sales Neves et al., 2017).

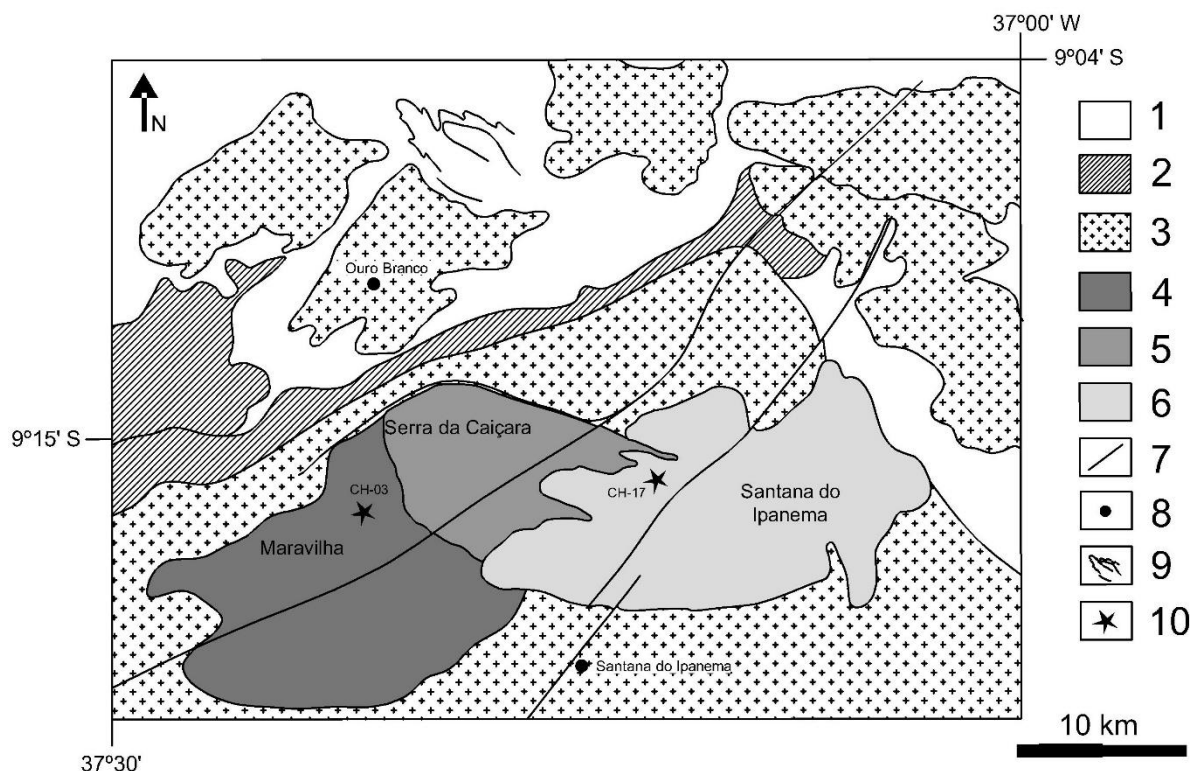


Figura 2. Mapa geológico simplificado da área de estudo, enfatizando os plútons Maravilha, Serra da Caiçara e Santana do Ipanema. 1- rochas metassedimentares do Complexo Cabrobó; 2- ortognaisses do Complexo Belém do São Francisco; 3- outros granitoides Brasileiros; 4- Plúton Maravilha (monzogranito porfirítico); 5- Plúton Serra da Caiçara (hornblenda quartzo sienito e hornblenda quartzo álcali feldspato sienito); 6- Plúton Santana do Ipanema (sienogranitos a monzogranitos, equigranulares); 7- falhas transcorrentes ou zonas de cisalhamento; 8- Cidades; 9- dobramentos no Complexo Cabrobó; 10- localização das amostras datadas por U-Pb (SHRIMP).

O Plúton Serra da Caiçara (Figuras 2 e 3) é a menor das três intrusões, com cerca de 90 km², sendo constituído de hornblenda quartzo sienito e hornblenda quartzo álcali feldspato sienito, grosso, ligeiramente porfirítico. Estas rochas contêm megacristais de ortoclásio de até 3 cm de comprimento, quartzo e plagioclásio (An 3 - 10) como minerais essenciais, em ordem decrescente de abundância. Hornblenda, que chega a atingir 1 cm, e por vezes biotita são as principais fases máficas deste sienito. Hornblenda apresenta pleocroísmo variando de marrom claro a verde-azulado, por vezes apresenta inclusões de magnetita e zircão. Titanita euédrica, que chega a atingir 1 mm, epidoto magmático, zircão, apatita e magnetitas euédrica (~0,5 mm) e anédrica formam a mineralogia acessória. É comum a ocorrência de agregados de hornblenda + biotita + titanita + magnetita + epidoto, além de enclaves dioríticos (Figura 3A). Os enclaves dioríticos são ricos em anfibólio, possuem contornos arredondados e variam no comprimento de 3 cm a 20 cm. Esta unidade

se distingue petrograficamente pela maior quantidade de feldspato potássico e granulação grossa, com cristais grandes de anfibólio e magnetita.

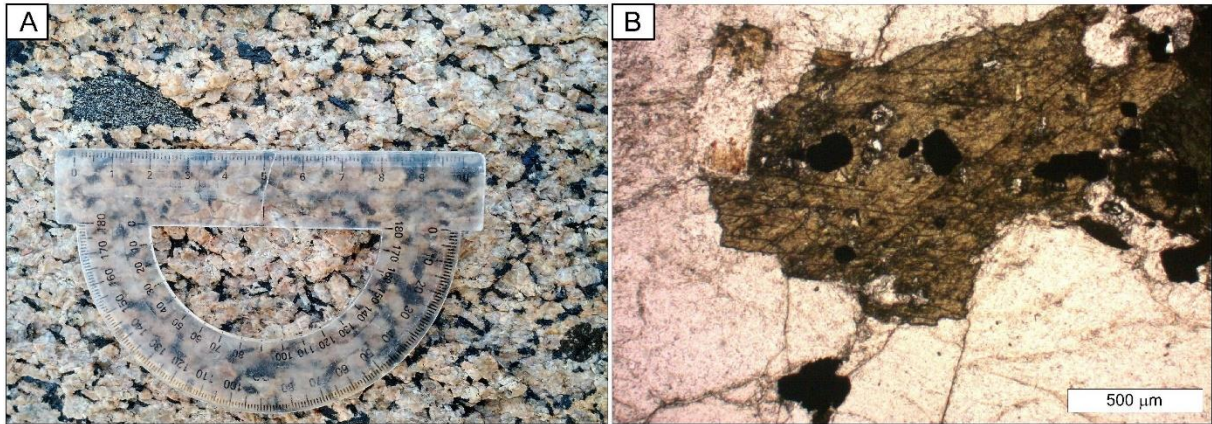


Figura 3. A) Plúton Serra da Caiçara, hornblenda quartzo sienito, mostrando o tamanho dos grãos de anfibólio e presença de pequenos enclaves dioríticos, ricos em anfibólio. B) fotomicrografia de anfibólio do Plúton Serra da Caiçara apresentando inclusões de magnetita (polarizadores em paralelo).

O Pluton Maravilha (Figuras 2 e 4) possui cerca de 200 km², sendo constituído por monzogranito de granulação média, porfirítico, com megacristais de ortoclásio de até 5 cm de comprimento. A associação mineral é constituída, além de ortoclásio, plagioclásio (An 23 - 27) e quartzo, por biotita e, menos comumente, anfibólio. Os minerais acessórios presentes são: epidoto magmático zonado, com núcleo de allanita, na borda de biotita (Figura 4B), equivalente ao tipo 2 proposto por Sial et al. (1990); titanita euédricas (~2 mm) e magnetitas. A principal característica deste granito é uma forte foliação magmática, de direção NW-SE.

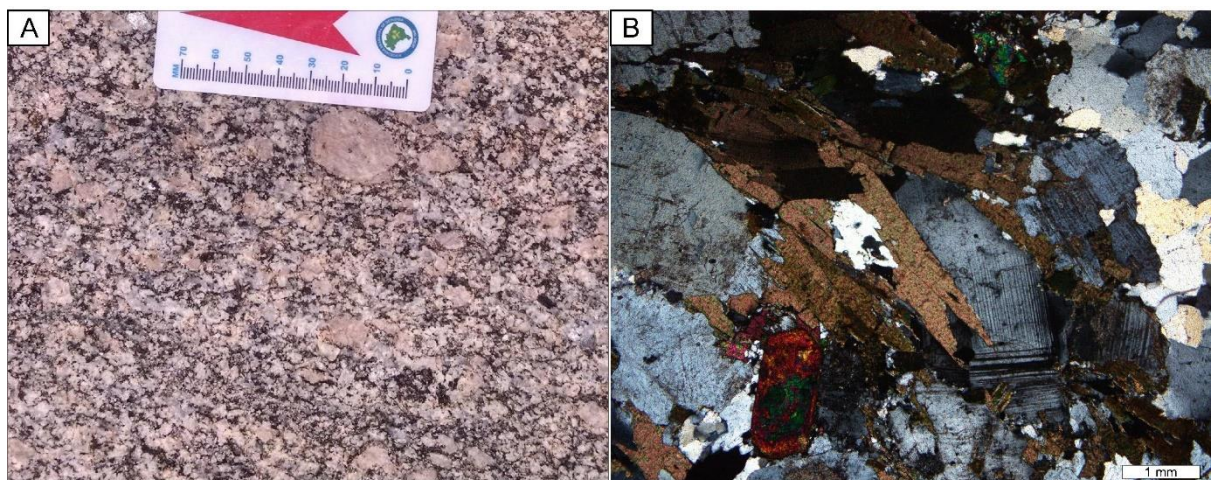


Figura 4. A) Monzogranito Maravilha com granulação média inequigranular. B) Fotomicrografia do monzogranito mostrando orientação de palhetas de biotitas, formando

uma trama S-C incipiente, e epidoto magmático com núcleo de alanita (polarizadores cruzados).

O Plúton Santana do Ipanema (290 km²) consiste de monzogranito a sienogranito (Figuras 2 e 5), equigranulares, que é a principal feição que o distingue das outras intrusões estudadas, e possui uma suave orientação magmática na direção WNW-ESE. A assembleia mineral essencial é composta por ortoclásio, plagioclásio e quartzo. Hornblenda (4 mm) e biotita (3 mm) são as principais fases máficas. O anfibólio é similar ao encontrado no sienito Serra da Caiçara, de pleocroísmo marrom claro a verde-azulado, ocorrendo, por vezes, geminado. Titanita (euédrica), magnetita, epidoto e zircão também estão presentes como minerais acessórios. É comum a presença de agregados de 3 cm de biotita e anfibólio (Figura 5A). Além do caráter equigranular, esta unidade se distingue das outras duas unidades trabalhadas por apresentar, aproximadamente, as mesmas quantidades de biotita e anfibólio.

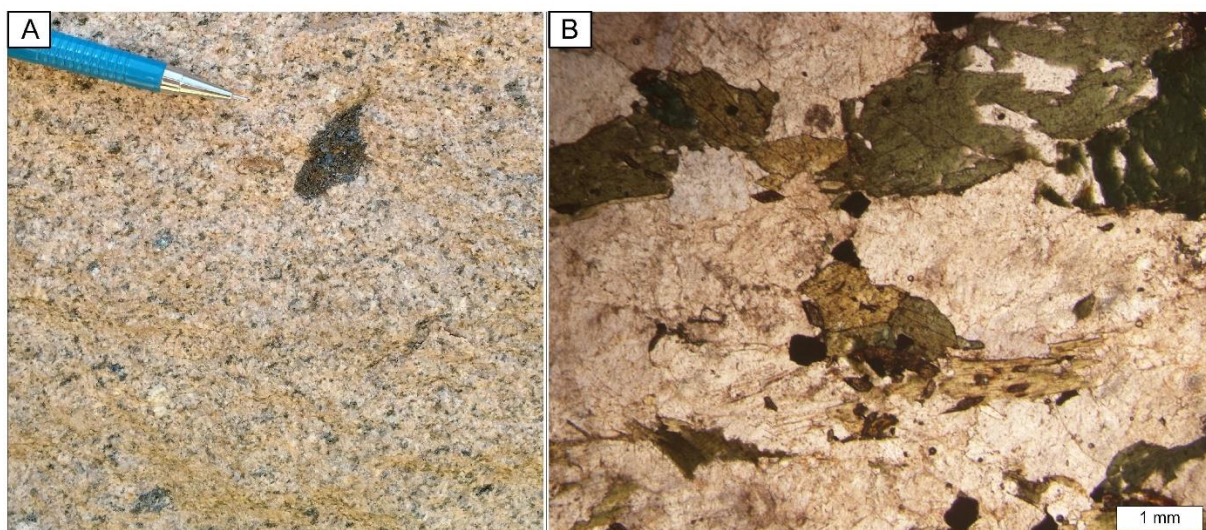


Figura 5. A) Monzogranito a sienogranito Santana do Ipanema, mostrando sua textura equigranular, e biotita e anfibólio definindo uma foliação magmática. B) Fotomicrografia do monzogranito mostrando agregados com titanita euédrica, anfibólio, biotita e magnetitas euédrica a subédrica. (polarizadores em paralelo).

QUÍMICA MINERAL

Biotita

Foram analisados centro e borda de cristais de biotita dos granitos Santana do Ipanema (um cristal) e Maravilha (dois cristais). Os dados são apresentados na Tabela 1. Não foram analisados cristais de biotita para o plúton Serra da Caiçara.

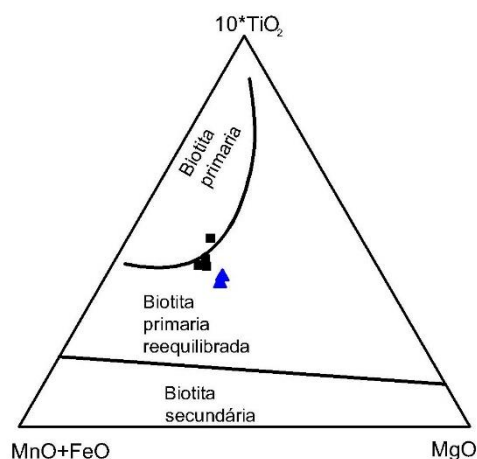
Tabela 1. Composição química e proporções catiônicas para análises representativas de biotita dos plútons Maravilha e Santana do Ipanema. Fórmula calculada com base em 24 oxigênios.

Amostra	Maravilha				Santana do Ipanema	
	CH-1-1	CH-1- 1	CH-1-2	CH-1-2	CH-17-1	CH-17- 1
Localização	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	35,988	35,943	35,852	36,123	37,599	36,483
TiO ₂	2,268	2,927	2,27	2,214	1,786	1,926
Al ₂ O ₃	14,353	14,736	14,665	14,697	14,133	13,668
FeO	20,867	19,874	19,658	19,999	17,641	17,81
MnO	0,546	0,61	0,43	0,372	0,204	0,236
MgO	10,648	11,252	10,936	11,367	12,841	13,048
CaO	0,011	0	0,021	0,052	0	0,117
Na ₂ O	0,074	0,081	0,069	0,106	0,041	0,102
K ₂ O	9,804	9,637	9,619	9,448	10,044	9,902
SrO	0,077	0,066	0,109	0,075	0,059	0,03
BaO	0,163	0,175	0,035	0,046	0	0,317
F	0,548	0,529	0,567	0,602	1,44	1,407
Cl	0,011	0,003	0,029	0,014	0,033	0,082
Cr ₂ O ₃	0,002	0	0,035	0	0	0,001
NiO	0	0	0,033	0,045	0	0,09
Li ₂ O*	0,78	0,76	0,74	0,82	1,24	0,92
H ₂ O*	3,62	3,68	3,59	3,62	3,29	3,21
Subtotal	99,76	100,27	98,66	99,60	100,35	99,35
O=F,Cl	0,23	0,22	0,25	0,26	0,61	0,61
Total	99,53	100,05	98,41	99,34	99,73	98,74
Si	5,554	5,487	5,554	5,539	5,669	5,606
Al IV	2,446	2,513	2,446	2,461	2,331	2,394
Al VI	0,164	0,138	0,232	0,196	0,181	0,081
Ti	0,263	0,336	0,264	0,255	0,203	0,223
Cr	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Fe	2,693	2,537	2,547	2,565	2,224	2,289
Mn	0,071	0,079	0,056	0,048	0,026	0,031
Mg	2,450	2,560	2,526	2,598	2,886	2,989
Ni	0,000	0,000	0,004	0,006	0,000	0,011
Li*	0,482	0,469	0,460	0,503	0,751	0,568
Ca	0,002	0,000	0,003	0,009	0,000	0,019
Na	0,022	0,024	0,021	0,032	0,012	0,030
K	1,930	1,876	1,901	1,848	1,932	1,941
Sr	0,007	0,006	0,010	0,007	0,005	0,003
Ba	0,010	0,010	0,002	0,003	0,000	0,019
OH*	3,730	3,744	3,715	3,704	3,305	3,295
F	0,267	0,255	0,278	0,292	0,687	0,684
Cl	0,003	0,001	0,008	0,004	0,008	0,021
Cátion TOTAL	20,095	20,036	20,031	20,068	20,220	20,203
Fe/Fe+Mg	0,524	0,498	0,502	0,497	0,435	0,434

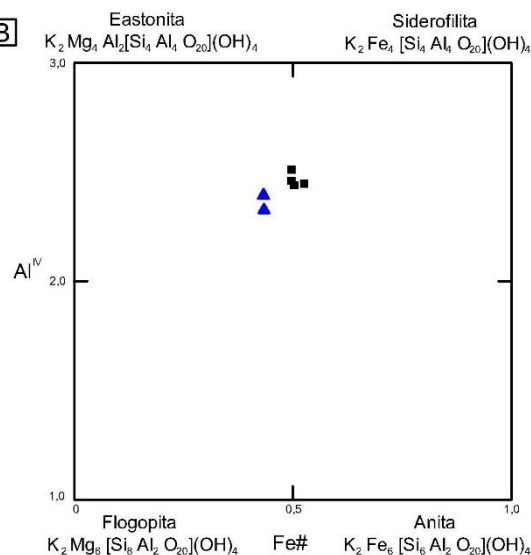
A química de biotita pode dar informações sobre sua natureza ígnea primária, de acordo com o proposto por Nachit et al. (1985). Nos diagramas da Figura 6A, as composições dos cristais de biotita do Plúton Maravilha caem na transição entre os campos da biotita primária e biotita primária equilibrada. Já as amostras do Plúton

Santana do Ipanema estão inseridas no campo das biotitas primárias reequilibradas, porém próximo ao limite com o campo das biotitas primárias. O equilíbrio pode estar associado a um equilíbrio em estágio magmático tardio, associado à deformação regional. O conteúdo Fe# $[Fe/(Fe+Mg)]$ nas biotitas é intermediário, variando entre 0,49 e 0,52 no Plúton Maravilha, sendo mais baixo, 0,43, no Plúton Santana do Ipanema (Figura 6B). Os cristais de biotita mostram composição semelhante às de biotita de granitos da série subalcalina (Santana do Ipanema) e cálcio-alcalina (Maravilha), de acordo com a classificação proposta por Nachit et al. (1985), utilizando os teores de Mg e Al total (Figura 6C). Isto é confirmado usando os teores de FeOt, MgO e Al_2O_3 , que são semelhantes aqueles em biotita de granitos cálcio-alcalinos, de acordo com Abdel Rahman (1994) (Figuras 6D, 6E e 6F).

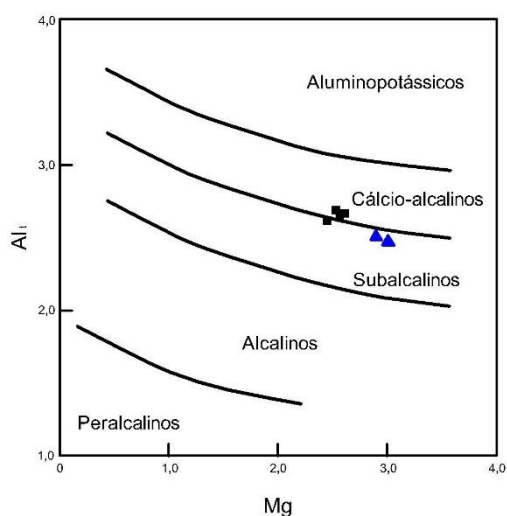
[A]



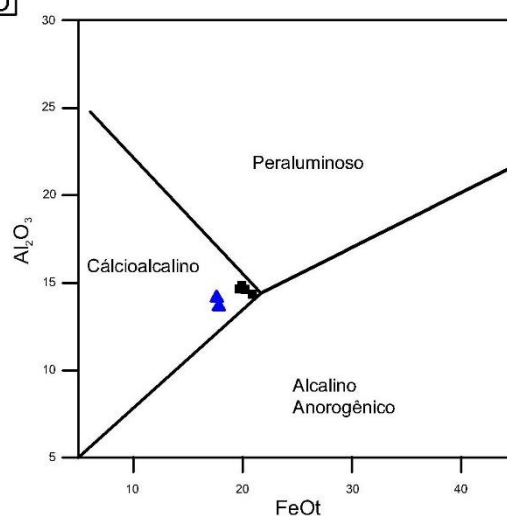
[B]



[C]



[D]



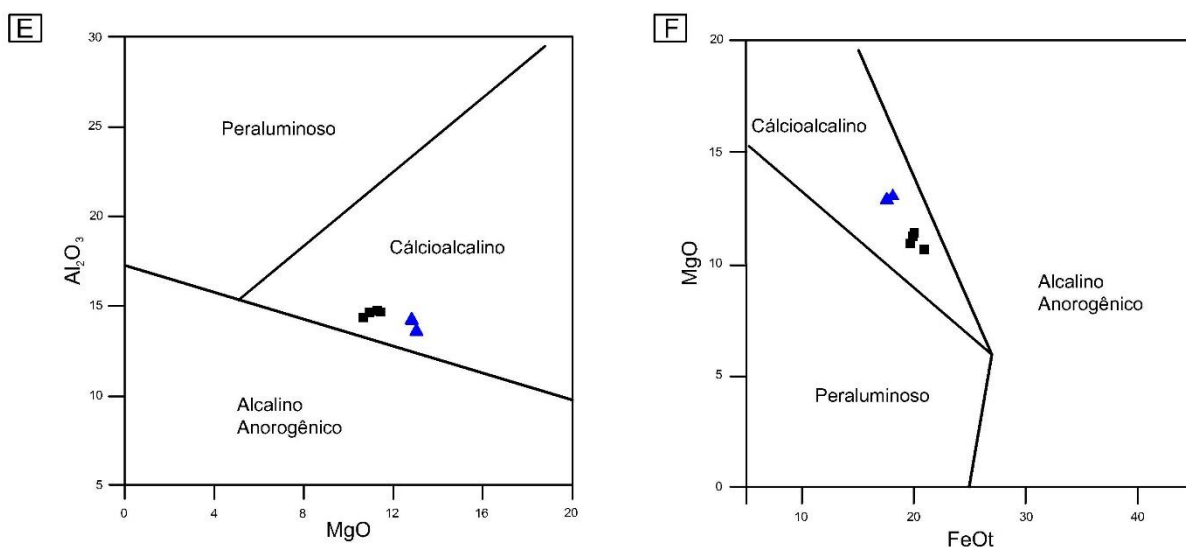


Figura 6. Diagramas químicos para a classificação de cristais de biotita de acordo com o ambiente tectônico dos granitos onde ocorrem. A) Diagrama ternário $\text{MgO} \times 10 \text{ TiO}_2 \times \text{MnO} + \text{FeO}$ (Nachit et al., 1985) para os cristais de biotita estudados; B) Diagrama $\text{Fe}^{\#} \times \text{AlIV}$; C) Diagrama $\text{Mg} \times \text{Alt}$ de Nachit et al. (1985); D-E-F) Diagramas de Abdel-Rahman (1994). Triângulos azuis referentes ao Plúton Santana do Ipanema, quadrados pretos referentes ao Plúton Maravilha.

Anfibólio

Análises químicas foram feitas em seis cristais de anfibólio, totalizando doze análises, ao considerar borda e centro analisado em cada cristal. Cada plúton (Maravilha, Santana do Ipanema e Serra da Caiçara) teve dois cristais analisados. Os resultados são apresentados na Tabela 2.

Tabela 2. Composição química e proporções catiônicas de anfibólio com base em 23 oxigênios. Amostras representativas dos plútons Maravilha, Santana do Ipanema e Serra da Caiçara. Temperatura em $^{\circ}\text{C}$ calculada usando Holland e Blundy, 1994 (HeB, 1994); pressão em kbar calculada por Anderson e Smith, 1995 (AeS, 1995) e Schmidt, 1992 (S, 1992).

Amostras	Serra da Caiçara				Santana do Ipanema				Maravilha			
	CH-81-1	CH-81-1	CH-81-2	CH-81-2	CH-17-1	CH-17-1	CH-17-2	CH-17-2	CH-1-1	CH-1-1	CH-1-2	CH-1-2
Localização	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO_2	45,64	43,71	45,39	44,33	44,98	42,91	44,07	42,96	42,13	39,58	41,22	42,07
TiO_2	1,051	0,525	0,335	0,521	1,103	0,889	1,159	0,713	0,838	0,348	1,131	1,153
Al_2O_3	7,495	8,329	7,528	8,496	7,344	9,033	8,448	9,159	9,647	12,49	10,12	9,827
FeO	18,33	19,78	18,81	19,98	18,30	19,16	19,77	20,52	20,43	23,46	20,09	20,44
MnO	0,561	0,853	0,774	0,842	0,456	0,56	0,428	0,538	0,544	0,675	0,677	0,714
MgO	10,54	9,572	10,08	9,625	11,37	9,88	9,787	9,667	8,781	6,373	8,831	8,33
CaO	11,25	11,10	11,60	10,90	11,50	11,72	11,63	11,56	11,51	11,44	11,57	11,40
Na_2O	1,665	1,732	1,177	1,816	1,032	1,568	1,268	1,252	1,398	1,29	1,248	1,318
K_2O	1,118	1,182	1,232	1,21	1,02	1,231	1,24	1,303	1,226	1,421	1,279	1,207
Total	97,67	96,79	96,95	97,74	97,12	96,96	97,81	97,68	96,51	97,09	96,18	96,46
Si	6,837	6,650	6,866	6,662	6,712	6,528	6,632	6,470	6,461	6,107	6,339	6,462
Al iv	1,163	1,350	1,134	1,338	1,288	1,472	1,368	1,530	1,539	1,893	1,661	1,538

Al vi	0,160	0,143	0,209	0,166	0,004	0,147	0,130	0,096	0,204	0,379	0,173	0,241
Ti	0,118	0,060	0,038	0,059	0,124	0,102	0,131	0,081	0,097	0,040	0,131	0,133
Fe ³⁺	0,459	0,729	0,503	0,782	0,864	0,597	0,616	0,925	0,703	0,985	0,792	0,649
Fe ²⁺	1,838	1,788	1,877	1,730	1,420	1,841	1,873	1,660	1,917	2,042	1,792	1,977
Mn	0,071	0,110	0,099	0,107	0,058	0,072	0,055	0,069	0,071	0,088	0,088	0,093
Mg	2,354	2,171	2,274	2,156	2,530	2,241	2,196	2,170	2,007	1,466	2,024	1,907
Ca	1,805	1,809	1,881	1,756	1,840	1,912	1,876	1,866	1,891	1,892	1,906	1,876
Na	0,483	0,511	0,345	0,529	0,299	0,462	0,370	0,366	0,416	0,386	0,372	0,393
K	0,214	0,229	0,238	0,232	0,194	0,239	0,238	0,250	0,240	0,280	0,251	0,237
Cátions Total	17,503	17,549	17,464	17,517	17,332	17,613	17,484	17,482	17,547	17,557	17,529	17,505
T (HeB, 1994)									744,5	766,6	747,1	759,3
P (AeS, 1995)									4,66	6,39	5,02	4,47
P (S, 1992)	3,3	4,1	3,4	4,2	3,1	4,7	4,1	4,7	5,3	7,8	5,7	5,5

A classificação proposta por Leake et al. (1997), utilizada para os anfibólios que possuem ($Ca > 1.50$; $(Na + K)A < 0.50$), permitiu classificar os grãos analisados como magnésio-hornblenda, para os cristais dos plútons Serra da Caiçara e Santana do Ipanema, e como tschermakita a ferro-tschermakita, para os cristais do Plúton Maravilha (Figura 7A). O conteúdo de Fe# varia de 0,49 a 0,53 nos cristais do sienito Serra da Caiçara, de 0,47 a 0,54 nos cristais do granito Santana do Ipanema, sendo mais altos, de 0,56 a 0,67 nos cristais do granito Maravilha. Correlacionando os valores de Fe# x AlIV e aplicando diagrama de Anderson e Smith (1995), que apresenta os campos para fugacidade de oxigênio, fica claro que os anfibólios dos três plútons foram cristalizados em condições de alta fO₂ (Figura 7B), indicando um ambiente oxidante. Os cristais de anfibólio dos três plútons mostram composição típica de anfibólios magmáticos, segundo Czamanske e Wones, (1973) (Figura 7C).

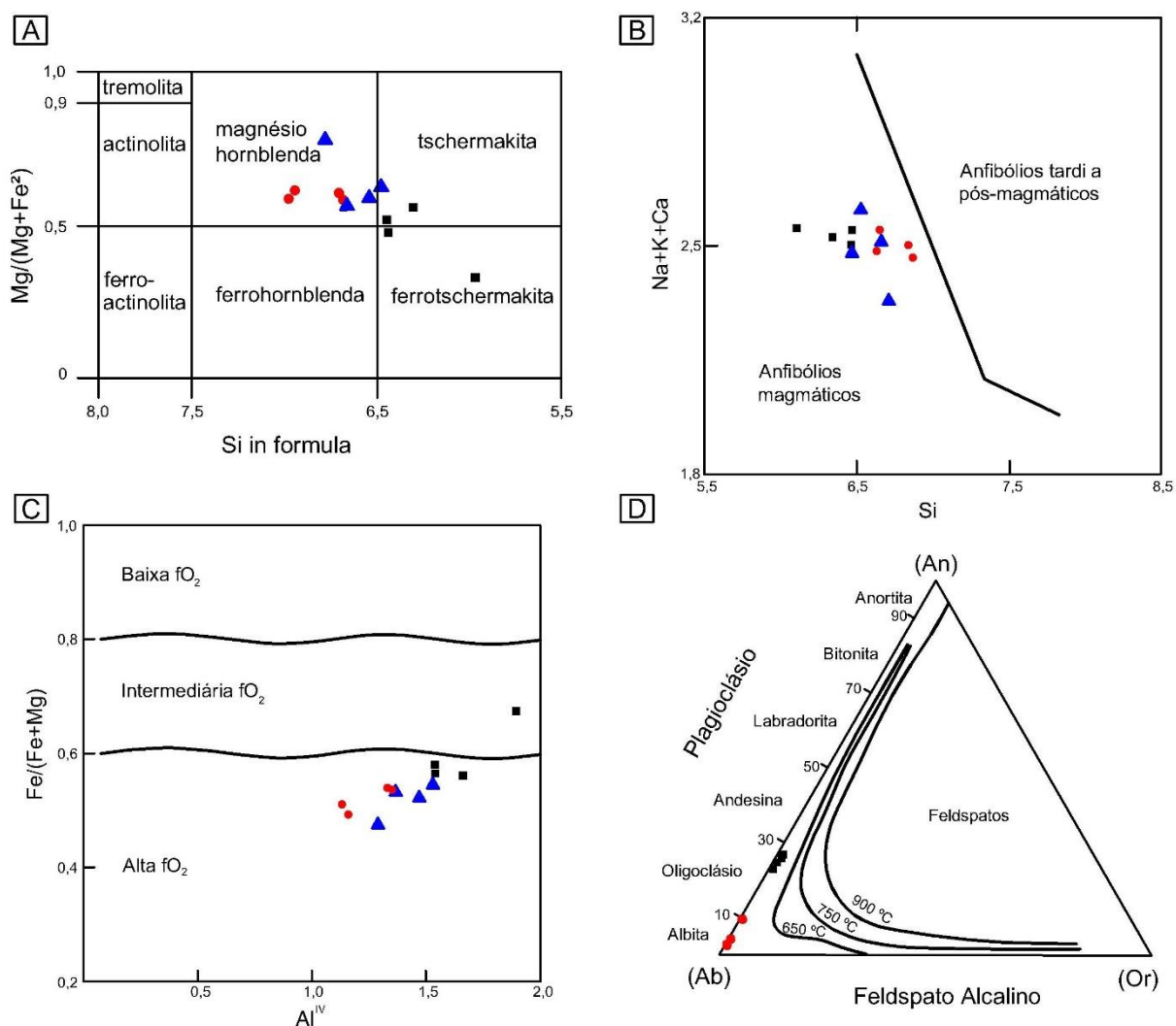


Figura 7. Diagramas químicos para classificação de anfibólios. A) Diagramas para classificação de cristais de anfibólios de Leake et al. (1997); B) Diagrama $Si^{IV} \times (Na + K + Ca)$ com os campos de Czamanske e Wones (1973). C) Diagrama $Al^{IV} \times Fe/(Fe+Mg)$, com os campos de fO_2 segundo Anderson e Smith (1995). D) Diagrama ternário An-Ab-Or para classificação dos feldspatos estudados (modificado de Deer et al., 1992). Quadrados pretos referentes ao Plúton Maravilha, triângulos azuis referentes ao Plúton Santana do Ipanema e bolas vermelhas referentes ao Plúton Serra da Caiçara.

Plagioclásio

Foram analisados quatro cristais de plagioclásio, sendo dois do Plúton Maravilha e dois do Plúton Serra da Caiçara, totalizando oito análises de núcleo e borda. Os dados são apresentados na Tabela 3. Não foram analisados cristais de plagioclásio no Plúton Santana do Ipanema.

Tabela 3. Composição química e proporções catiônicas de plagioclásio, com base em 8 oxigênios. Amostras representativas dos plútons Serra da Caiçara e Maravilha.

Amostras	Serra da Caiçara				Maravilha			
	CH-81-1	CH-81-1	CH-81-2	CH-81-2	CH-1- 1	CH-1-1	CH-1- 2	CH-1-2
Localização	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	67,335	66,711	67,948	65,876	60,839	61,348	60,157	60,663
TiO ₂	0,101	0,102	0	0	0,134	0	0	0
Al ₂ O ₃	20,189	19,493	19,589	20,424	23,437	22,929	23,32	23,493
Cr ₂ O ₃	0,098	0,038	0	0,075	0	0	0,038	0
FeO	0,045	0,204	0,054	0,059	0,215	0,097	0,072	0,008
MnO	0	0,047	0,059	0	0	0,046	0,045	0,083
MgO	0	0,017	0,021	0	0	0,014	0,012	0,013
CaO	0,91	0,606	0,539	2,029	5,396	4,685	5,636	5,115
BaO	0	0	0	0	0,03	0,093	0,106	0,049
Na ₂ O	11,214	11,512	11,253	10,53	8,238	8,612	8,468	8,476
K ₂ O	0,099	0,071	0,095	0,095	0,238	0,15	0,214	0,133
Total	99,991	98,801	99,558	99,088	98,527	97,974	98,068	98,033
Si	2,949	2,950	2,989	2,921	2,745	2,777	2,721	2,744
Ti	0,003	0,003	0	0	0,005	0	0	0
Al	1,042	1,016	1,015	1,067	1,246	1,223	1,243	1,252
Cr	0,003	0,001	0	0,003	0	0	0,001	0
Fe ²⁺	0,002	0,008	0,002	0,002	0,008	0,004	0,003	0
Ca	0,043	0,029	0,025	0,096	0,261	0,227	0,273	0,248
Na	0,952	0,987	0,960	0,905	0,721	0,756	0,743	0,743
K	0,006	0,004	0,005	0,005	0,014	0,009	0,012	0,008
Cátion Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
An	4,26	2,81	2,56	9,57	26,21	22,91	26,56	24,81
Ab	95,17	96,79	96,89	89,89	72,41	76,21	72,23	74,41
Or	0,55	0,39	0,53	0,53	1,37	0,87	1,20	0,76

De acordo com as proporções An-Ab-Or e utilizando o diagrama de classificação de feldspatos de Deer et al. (1992), é possível classificar os plagioclásios do Plúton Maravilha como oligoclásio (An 23 - 27) e os do Plúton Serra da Caiçara como albita (An 3 - 10) (Figura 7D). O plagioclásio mais sódico do Plúton Serra de Caiçaras confirma seu caráter mais diferenciado em relação ao Plúton Maravilha.

QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

As intrusões estudadas são constituídas de rochas intermediárias a ácidas, com valores de SiO₂ que variam de 62,71 a 70,88 % para o Plúton Maravilha, de 63,94 a 75,60 % no Plúton Santana do Ipanema e de 64,92 a 67,29 % no Plúton Serra da Caiçara (Tabela 4). Os plútons são caracterizados, de acordo com Maniar e Piccoli (1989), como metaluminosos a fracamente peraluminosos (Figura 8A). De acordo com a classificação de Irvine e Baragar (1971), esses plútons são cálcio-alcalinas (Figura 8B), seguindo uma tendência de variação composicional

subparalela ao eixo A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - F (FeO), refletindo cristalização em condições de alta fugacidade de oxigênio. As rochas estudadas são cálcio-alcálicas de alto potássio a shoshoníticas (Peccerillo e Taylor, 1976), sendo o sienito Serra da Caiçara preferencialmente shoshonítico e os granitos Maravilha e Santana do Ipanema preferencialmente cálcio-alcálico de alto potássio (Figura 8C).

Tabela 4. Dados químicos de rocha total, amostras representativas dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha. LOI – perda na ignição, fornece análises qualitativas e quantitativas das águas cristalinas e dos componentes voláteis das amostras.

Maravilha				Santana do Ipanema			Serra da Caiçara		
Amostra	CH-01	CH-02	CH-03B	CH-14	CH-17	CH-30	CH-36	CH-51	CH-07
SiO_2	62,71	70,88	66,91	74,85	63,94	75,6	67,29	67,16	64,92
Al_2O_3	15,81	18,92	16,7	16,03	15,12	14,49	15,71	14,96	16,45
Fe_2O_3	4,06	2,45	4,05	1,39	4,52	1,84	3,69	3,83	1,75
CaO	3,51	1,29	3,74	0,81	2,75	1,41	2,04	2,14	3,95
Na_2O	4,48	2,62	4,83	5,44	4,45	4,22	3,78	3,71	2,14
K_2O	3,19	3,38	2,95	4,72	4,69	5,22	7,14	6,69	4,3
MgO	1,36	0,69	1,41	0,2	1,59	0,49	0,9	0,92	2,13
TiO_2	0,59	0,45	0,64	0,12	0,66	0,24	0,64	0,61	1,28
P_2O_5	0,21	0,12	0,23	0,03	0,23	0,09	0,25	0,23	0,79
MnO	0,08	0,02	0,08	0,04	0,07	0,03	0,07	0,08	0,04
Cr_2O_3	<0,01		0,01	<0,01		0,03	<0,01	0,01	
LOI	0,51		0,94	0,35		0,62	0,4	0,4	
Ba	1488	1312	1344	2015	1412	1803	5305	4691	2128
Sr	581	4038	771	739	737	911	1864	1747	1352
Zn	66		81	36		41	69	78	
Zr	237	1180	234	131	364	155	412	411	136
Ce	66,6		83,1	21,1		68,2	191	199,2	
Co	8,6		8	1,7		4,6	5,8	5,9	
Cs	3,3		2,01	4,5		2,46	1,84	1,98	
Cu	14		12	<5		5	10	6	
Dy	3,2		4,07	0,95		1,88	5,85	6,18	
Er	1,71		2,07	0,63		0,89	2,5	2,58	
Eu	1,04		1,42	0,16		0,96	3,16	3,23	
Ga	18,4		21,4	17,2		20,4	21,3	20,6	
Gd	4,27		5,32	0,97		3,43	11,31	11,49	
Hf	5,63		5,86	3,51		4,3	11,26	10,32	
Ho	0,61		0,75	0,2		0,33	1,01	1,05	
La	34,8		39,1	6,6		39,9	100,8	107,8	
Lu	0,18		0,22	0,05		0,05	0,24	0,23	
Mo	4		3	3		6	5	3	
Nb	10,1		14,96	13,52		12,19	26,26	25,74	
Nd	27,7		37,1	3,7		25,9	85,3	86,5	
Ni	12		10	22		22	18	12	

Pr	7,5	9,71	0,96	7,26	22,18	22,81
Rb	89,5	86	116,5	132,8	142	136,7
Sm	4,7	6,6	0,9	4,5	14,8	15
Sn	1,8	2,6	2	2,1	4,3	3,9
Ta	0,77	1,08	0,7	0,93	2,08	1,59
Tb	0,58	0,76	0,16	0,42	1,35	1,38
Th	8,4	9	7,7	26	19,1	17
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	3,5	1,8
Tm	0,26	0,32	0,1	0,12	0,36	0,34
U	2,32	1,92	2,37	3,86	3,37	2,22
W	10,3	11,2	11,6	16,5	17,1	22,1
Y	17,27	20,37	5,74	9,33	26,88	27,34
Yb	1,7	2	0,7	0,8	2,2	2,2

As rochas analisadas são da série magnesiânica, tendo $(\text{FeO}t/(\text{FeO}t + \text{MgO})) < 0,8$, e plotam no campo de variação composicional para granitos Cordilheiranos, orogênico, refletindo magmas hidratados e oxidantes (Frost e Lindsley, 1991; Frost et al., 2001) (Figura 8D).

Os padrões de ETR (Figura 9A) normalizados para valores do condrito de Nakamura (1974) são fracionados, com enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados, e $(\text{La/Lu})_N$ variando de 18,3 a 19,9 (Plúton Maravilha), 13,6 a 82,2 (Plúton Santana do Ipanema) e 43,3 a 48,3 (Plúton Serra da Caiçara). Esses dados indicam que o granito Santana do Ipanema é mais fracionado em relação aos outros. Os padrões mostram anomalia de Eu ligeiramente negativa. Embora os padrões sejam semelhantes para as três intrusões, o sienito Serra da Caiçara apresenta o total de ETR significativamente mais alto que os granitos Maravilha e Santana do Ipanema (que apresenta o mais baixo total de ETR).

Em diagrama multielementar (Figura 9B), normalizado em relação ao condrito com valores sugeridos por Thompson (1982), amostras dos três plútons formam padrões semelhantes. Esses padrões são caracterizados por enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE), característica comum aos granitoides cálcio-alcálicos fracionados, e por calhas em Nb, Ta, Ti e P.

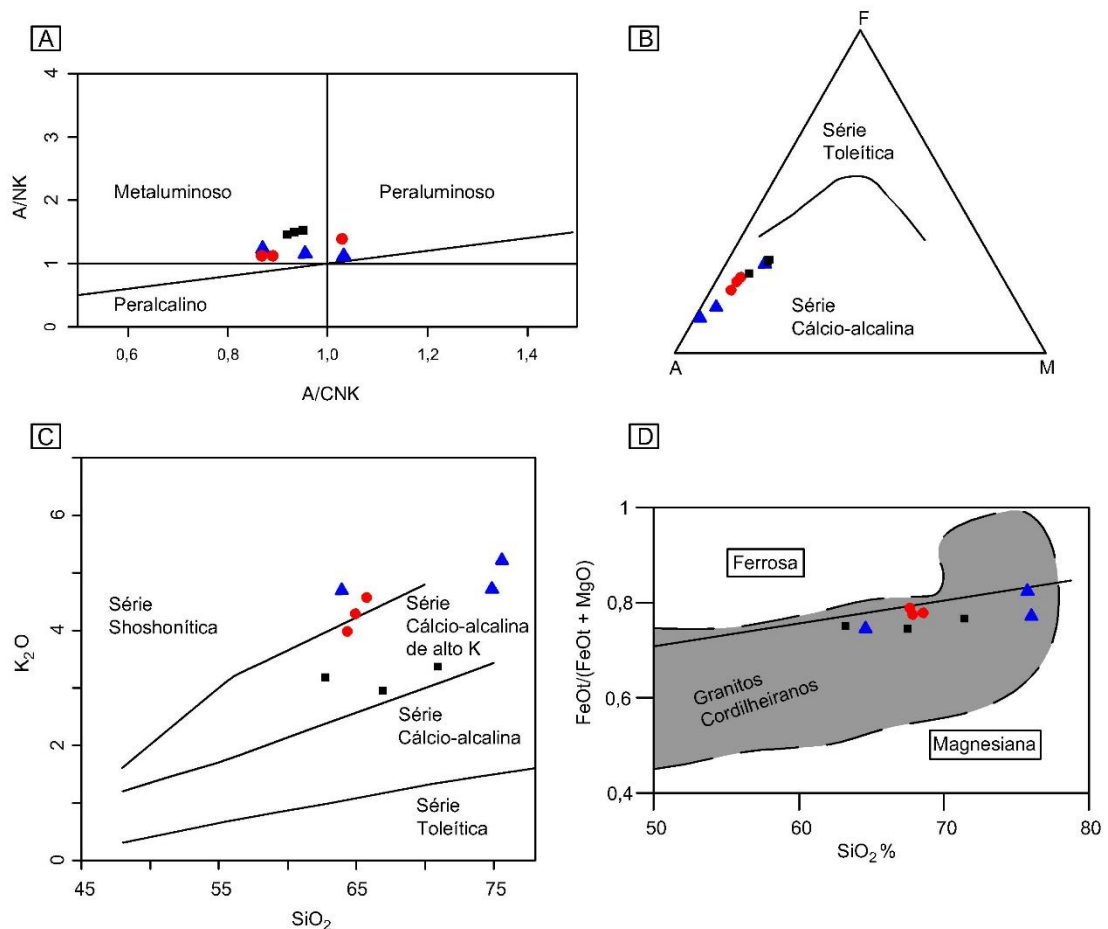


Figura 8. Classificação química para os plútons estudados. A) Diagrama de classificação quanto à saturação de alumina, segundo o índice de Shand. B) Diagrama ternário AFM de Irvine e Baragar (1971), onde A corresponde a $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F corresponde a FeO e M corresponde a MgO . C) Diagrama de Peccerillo e Taylor (1976). D) Diagrama das séries ferrosa e magnésiana de Frost et al. (2001) para as rochas estudadas, linha tracejada marca o campo dos granitos Cordilheiranos. Símbolos das unidades como na figura 7.

Os padrões de ETR e diagramas de elementos incompatíveis para os plútons estudados são semelhantes aqueles para outras intrusões do Batólito Águas Belas-Canindé, como no Plúton Major Isidoro (Silva et al., 2015) (Figura 9B, 9C) que aflora na porção extremo sudeste do Batólito Águas Belas-Canindé. As anomalias negativas em Nb, Ta e Ti em diagramas de elementos incompatíveis são comuns a todos os plútons considerados. Os plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha mostram padrões de REE mais inclinados que os descritos pelos Plúton Major Isidoro, e com anomalias negativas de Eu levemente mais profundas.

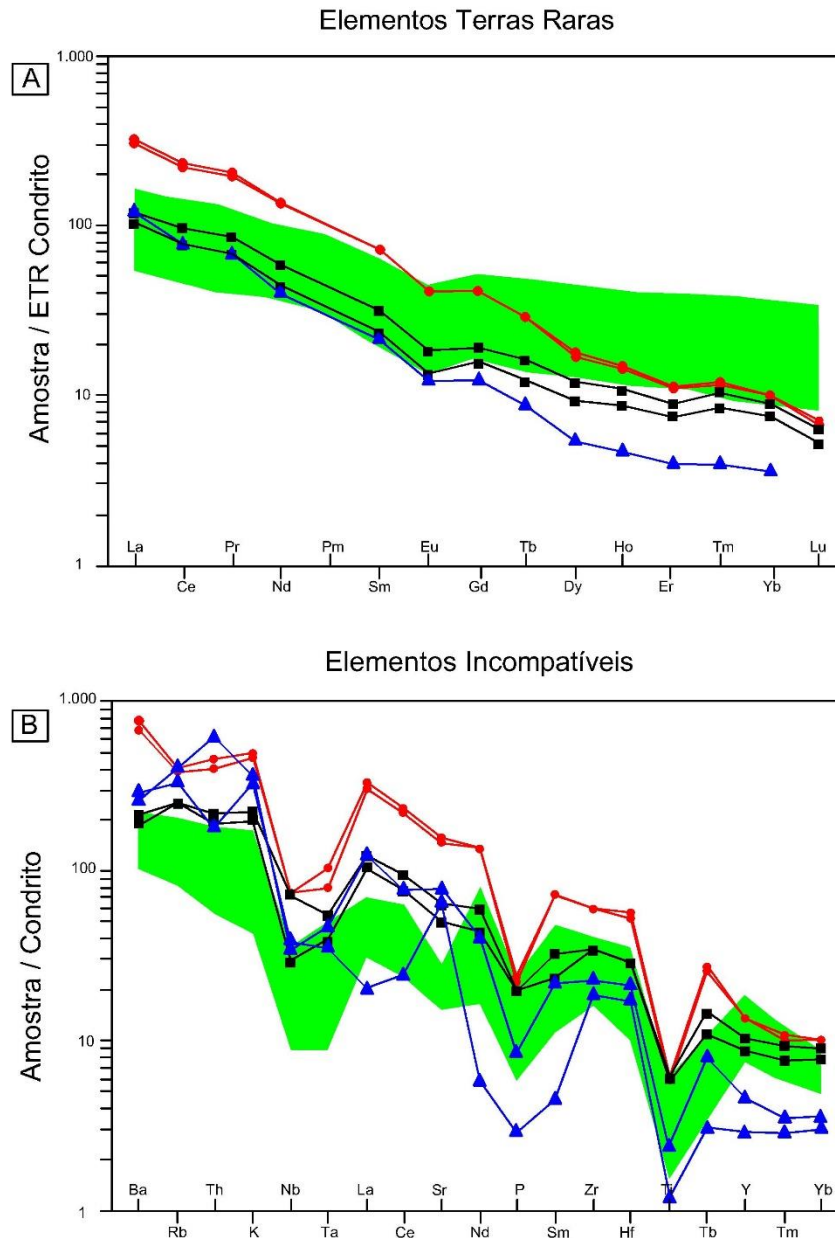


Figura 9. A) Elementos terras raras (ETR), normalizado para valores de Nakamura (1974), indicando um padrão moderadamente a altamente fracionado. B) Diagramas de elementos incompatíveis normalizado para valores de Thompson (1982), indicando anomalias negativas de Nb, Ta, Ti e P. Campos com a média dos padrões ETR (A) e elementos incompatíveis (B) do Plúton Major Isidoro (Silva et al., 2015).

Em diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), que sugerem os possíveis ambientes de origem de magmas graníticos, as amostras analisadas caem no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG) (Figura 10).

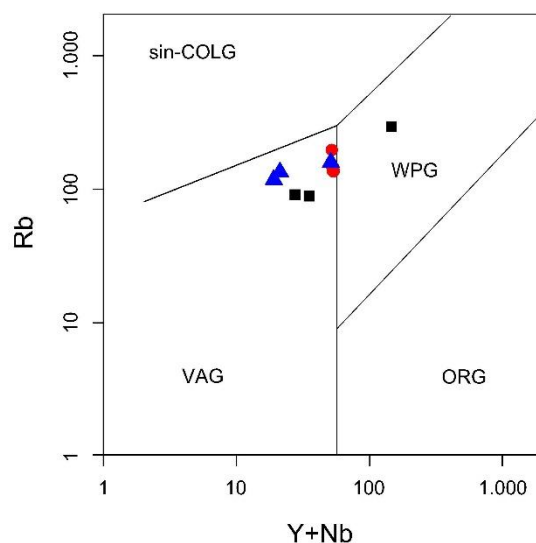


Figura 10. Diagrama de discriminação tectônica Y+Nb vs Rb de Pearce et al. (1984). Os três plútons são caracterizados, preferencialmente, como granito de arco vulcânico. Campos: VAG - granito de arco vulcânico; ORG - granito de cadeia oceânica; WPG - granito intra-placa; syn-COLG - granito sin-colisional. Bolas pretas referentes ao plúton Maravilha, bolas azuis referentes ao plúton Santana do Ipanema e bolas vermelhas referentes ao plúton Serra da Caiçara.

CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

Para obter as condições de pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio dos magmas Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha foram utilizados os dados de química mineral.

Fugacidade de oxigênio

De acordo com Abbott e Clarke (1979) e Abott (1985), a fugacidade de oxigênio é um importante controle dos minerais que serão formados em rochas ígneas. Deste modo, os conteúdos intermediários de Fe# em biotita e anfibólio indicam condições de alta fugacidade de oxigênio de acordo com os critérios de Anderson e Smith (1995) (Figura 7C). Esta conclusão é sustentada pela presença nas rochas estudadas de anfibólios ricos em Mg, biotitas de cristalização precoce, titanita euédrica, magnetita e epidoto magmático, enfatizando as condições oxidantes. Por outro lado, a presença da assembleia mineral quartzo + titanita + magnetita, presente nos três plútons, segundo Wones (1989), implica numa fugacidade acima do tampão QFM.

Outra característica que embasa a alta fugacidade de oxigênio é a alta susceptibilidade magnética apresentada pelos plútons. O Plúton Maravilha tem susceptibilidade magnética, medida em campo, variando de $3,29 \times 10^{-3}$ a $11,9 \times 10^{-3}$.

3 SI; o Plúton Santana do Ipanema tem variação de $4,32 \times 10^{-3}$ a $15,2 \times 10^{-3}$ SI; o Plúton Serra da Caiçara uma variação de 4×10^{-3} a $20,8 \times 10^{-3}$. Os três plútons apresentam valores equivalentes aos propostos por Ishirara (1977) para granitos da série Magnetita Granito, que apresentam valores $> 3 \times 10^{-3}$ SI.

Temperatura

A equação de Watson e Harrison (1983) foi utilizada para estimar as temperaturas de saturação de zircônio, que leva em consideração o conteúdo de Zr em rocha total. Como o zircão é uma das fases mais precoces na cristalização do magma, as temperaturas obtidas podem ser interpretadas como a temperatura mínima do liquidus. As temperaturas obtidas para os plútons estudados foram de 819 °C a 826 °C (Plúton Maravilha), 810 °C a 889 °C (Plúton Santana do Ipanema) e 782 °C a 892 °C (Plúton Serra da Caiçara). Esses valores são razoáveis para magmas intermediários a ácidos e podem ser considerados como as temperaturas próximas ao liquidus.

O Granito Maravilha atende às especificações propostas para utilização do termômetro anfibólio-plagioclásio de Holland e Blundy (1994), que leva em conta o teor de AlIV em hornblenda e albita no plagioclásio. Para aplicação do método, os cristais de anfibólio devem ter Si $< 7,8$ pfu (números de átomos por fórmula) e plagioclásio com conteúdo de An < 92 %, sendo calibrado para temperatura entre 500 e 1100 °C. Utilizando esse geotermômetro, as temperaturas para o magma Maravilha variaram de 744 °C a 766 °C, sendo estes valores de temperatura menores que os obtidos pelo geotermômetro de saturação em Zr, possibilitando serem interpretados como referentes a temperatura de cristalização do anfibólio. O Plúton Santana do Ipanema, por não ter cristais de plagioclásio analisados, e o Plúton Serra da Caiçara, por não atender as especificações necessárias para aplicação do método, não permitiram a utilização do cálculo de temperatura proposto por Holland e Blundy (1994).

Pressão

A equação de Schmidt (1992) para se estimar pressão de solidificação, baseia-se em AlT em anfibólio. Aplicando este geobarômetro, as pressões foram de 3,3 a 4,2 kbar (Plúton Serra da Caiçara), 3,1 a 4,7 kbar (Plúton Santana do Ipanema) e 5,3 a 7,8 kbar (Plúton Maravilha).

O Plúton Maravilha, dentre os três estudados, foi o único que possuía análises de plagioclásio + anfibólio e atendia às condições para aplicação do termômetro de Holland e Blundy (1994). Deste modo, possibilitou o cálculo da pressão por Anderson e Smith (1995), que leva em consideração a temperatura. As pressões calculadas nesta fórmula, utilizando as temperaturas obtidas em Holland e Blundy (1994), foi de 4,4 a 6,3 kbar. Esses valores se aproximam daqueles obtidos usando a equação de Schmidt (1992), são compatíveis com a presença de epidoto magmático e confirmam nível crustal profundo de solidificação do Granito Maravilha.

GEOCROLOGIA

Neste trabalho foram realizadas datações nos plútons Santana do Ipanema e Maravilha. Uma datação U-Pb em zircão indica idade 616 ± 3 Ma para o sienito Serra da Caiçara, interpretada como idade de cristalização (Mendes et al., 2009).

Tabela 5. Resumo dos dados de zircão U – Pb (SHRIMP) para as amostras CH-03 e CH-17.

	Pontos	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ %	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Discor %
Plúton Santana do Ipanema	CH17-2.1	0,52	326	169	0,54	26,5	584 ± 5	624 ± 39	7
	CH17-1.1	1,34	221	141	0,66	18,5	600 ± 6	736 ± 77	19
	CH17-5.1	1,64	85	91	1,11	7,3	614 ± 7	670 ± 173	9
	CH17-9.1	0,72	177	258	1,51	15,2	615 ± 10	623 ± 88	1
	CH17-10.1	1,36	80	66	0,85	6,8	616 ± 8	640 ± 160	4
	CH17-7.1	0,98	109	91	0,86	9,4	617 ± 7	650 ± 75	5
	CH17-11.1	1,52	79	69	0,90	6,9	619 ± 8	602 ± 205	-3
	CH17-13.1	2,27	65	51	0,81	5,7	621 ± 8	653 ± 206	5
	CH17-6.1	1,92	71	73	1,06	6,2	625 ± 8	664 ± 217	6
	CH17-8.1	1,05	107	118	1,14	9,3	624 ± 7	607 ± 121	3
	CH17-4.1	0,55	165	117	0,73	14,5	627 ± 6	673 ± 67	7
	CH17-3.1	1,57	103	111	1,12	9,0	628 ± 7	628 ± 108	0
Plúton Maravilha	CH03-16.1	1,75	594	991	1,72	33,9	418 ± 4	647 ± 95	37
	CH03-10.2	3,71	519	93	0,18	40,8	567 ± 13	664 ± 286	15
	CH03-11.1	0,63	248	362	1,51	19,7	573 ± 6	758 ± 33	25
	CH03-18.1	0,66	250	126	0,52	20,5	587 ± 11	635 ± 73	8
	CH03-9.1	1,14	196	234	1,24	16,1	588 ± 6	632 ± 108	7
	CH03-15.1	0,67	299	118	0,41	25,0	599 ± 8	634 ± 42	6
	CH03-14.1	1,04	186	50	0,28	15,8	607 ± 6	605 ± 113	0
	CH03-10.1	2,07	139	116	0,86	11,9	610 ± 7	636 ± 115	4
	CH03-13.1	1,08	257	124	0,50	22,2	619 ± 6	655 ± 67	6
	CH03-5.1	0,68	180	159	0,92	15,6	623 ± 6	704 ± 59	12
	CH03-7.1	0,65	180	57	0,33	15,7	622 ± 6	640 ± 95	3
	CH03-8.1	0,61	181	266	1,52	15,8	623 ± 6	623 ± 96	0
	CH03-4.1	1,60	124	97	0,80	11,0	632 ± 7	646 ± 207	2
	CH03-12.1	0,91	142	209	1,52	12,6	635 ± 9	637 ± 73	0
	CH03-3.1	1,15	80	103	1,34	7,1	637 ± 8	591 ± 109	-8
	CH03-17.1	0,51	187	215	1,18	16,8	639 ± 6	658 ± 65	3

CH03-2.1	0,41	178	250	1,45	16,0	638 ± 6	588 ± 53	-9
CH03-6.1	1,57	107	91	0,88	9,7	649 ± 7	682 ± 206	5
CH03-1.1	0,78	179	141	0,81	17,1	682 ± 7	698 ± 74	2

Área do erro 1-sigma; Pbc e Pb * indicam as porções comum e radiogênica, respectivamente

(1) Pb comum corrigido usando ^{204}Pb medidos

Foram analisados 19 cristais de zircão para uma amostra extraída do Plúton Maravilha (Tabela 5). Esses grãos são subédricos a euédricos, apresentam zoneamento ígneo típico e mostram alguns pequenos núcleos herdados. O diagrama concórdia U-Pb (Figura 11) mostra a linha concórdia calibrada em milhões de anos (Ma). A maioria dos pontos analisados se projetou próximo à curva concórdia (Figura 11), definindo, dessa forma, uma idade concórdia de $626,5 \pm 5,4$ Ma (MSWD = 0,26), que pode ser interpretada como a idade de cristalização. A análise do grão 16.1 produziu uma idade discordante de $421 \pm 4,3$ Ma. Algumas análises produziram um intercepto superior de 667 ± 32 Ma (MSWD = 0,74), interpretada como produzida por zircão herdado.

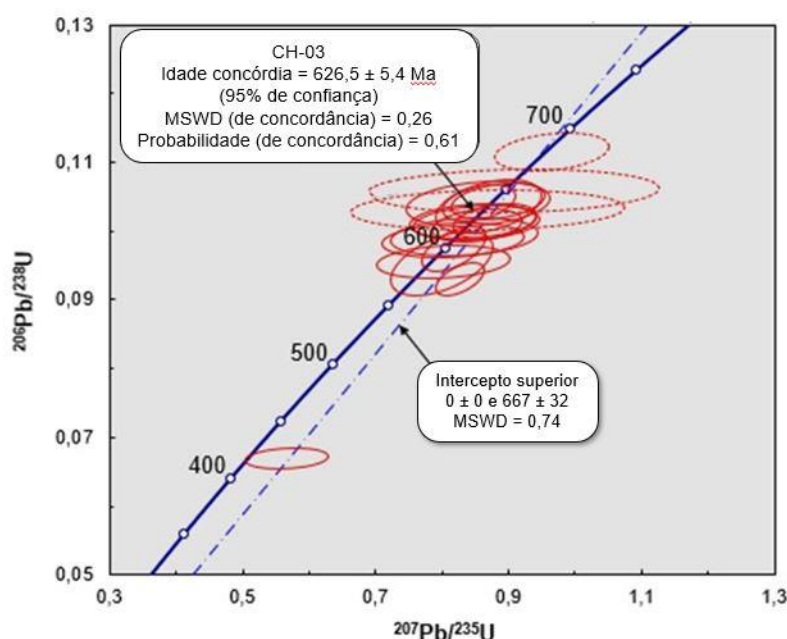


Figura 11. Diagrama concórdia U-Pb (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe — SHRIMP) para amostra CH-03 do Plúton Maravilha. Mean Squares of the Weighted Deviated — MSWD.

No Granito Santana do Ipanema foram analisados 12 cristais de zircão (Tabela 5). Os grãos de zircões são subédricos a euédricos, apresentam zoneamento ígneo típico, e mostram alguns pequenos núcleos herdados. A maioria

dos pontos analisados se projetou próximo à curva concórdia, no diagrama concórdia U-Pb (Figura 12), definindo dessa forma uma idade concórdia de $621,1 \pm 4,8$ Ma (MSWD = 0,46), interpretada como a idade de cristalização. Alguns cristais produziram um intercepto superior de 645 ± 48 Ma (MSWD = 0,19), também interpretado como produzido por zircões herdados. As idades de cristalização obtidas confirmam as relações de campo que indicam que o Plúton Maravilha é o mais antigo.

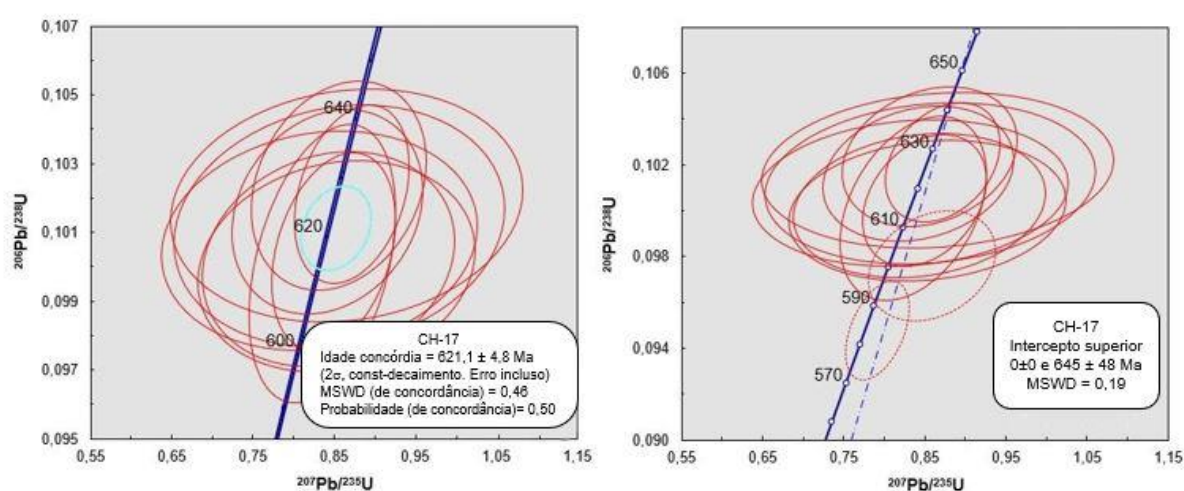


Figura 12. Diagrama concórdia U-Pb ((Sensitive High Resolution Ion Micro Probe — SHRIMP) para amostra CH-17 do Plúton Santana do Ipanema. A) Idade concórdia. B) Intercepto superior. Mean Squares of the Weighted Deviated — MSWD.

DISCUSSÃO

Petrograficamente, as rochas se distinguem por serem porfíricas (Granito Maravilha), equigranulares (Granito Santana do Ipanema), ricos em feldspato potássico e hornblenda (Sienito Serra da Caiçara). Quimicamente esses plútons são similares. São rochas metaluminosas a levemente peraluminosas, apesar da mineralogia presente ser tipicamente metaluminosa (biotita + hornblenda), podendo o caráter peraluminoso estar associado a forte diferenciação do magma (Maniar e Piccoli, 1989), ou estar associado a fracionamento de anfibólios (Barbarin, 1999). As rochas são cálcio-alcalinas de alto-K a shoshoníticas, corroboradas pela química de anfibólios e biotitas, que apresentam Fe# semelhantes ao presente em rocha total (Fe# $\sim 0,5$). Padrões ETR e de elementos incompatíveis sugerem fracionamento de plagioclásio e apatita respectivamente.

As idades de cristalização dos plútons Serra da Caiçara, 616 ± 3 Ma (Mendes et al., 2009), Santana do Ipanema, $621,1 \pm 4,8$ Ma e Maravilha, $626,5 \pm 5,4$ Ma indicam que suas intrusões ocorreram na fase inicial do período de formação da foliação de baixo ângulo, no Orógeno Brasileiro. Esse fato justifica a ocorrência de estruturas como linhas de estiramento mineral na direção NW-SE, bandas de cisalhamento e trama S-C nos corpos estudados. O intercepto superior produzido pelo Plúton Maravilha, 667 ± 32 Ma, é uma idade relacionada a algum evento não identificado. Já o intercepto produzido pelo Plúton Santana do Ipanema, 645 ± 48 Ma, se aproxima dos valores obtidos para o período de ativação da Zona de cisalhamento transpressional Jacaré dos Homens, 642 ± 3 Ma, idade U-Pb em zircão (SHRIMP), obtida em orto-gnaiss alojado nesta zona (Lima, 2013). Também se aproxima da idade de metamorfismo de orto-gnaisses granulíticos da Sequência Venturosa, 642 ± 15 Ma, (U-Pb em zircão, TIMS) (Osako et al., 2006) e indica uma possível herança dos zircões destas rochas nos plútons estudados. Os plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha apresentam similaridades químicas e cronológicas com outros plútons do Batólito Águas Belas-Canindé, como por exemplo, o Plúton Major Isidoro ($626,6 \pm 3,7$ Ma) (Silva et al., 2015), que aflora na porção extremo sudeste do batólito.

As rochas estudadas possuem assinaturas típicas de granitos de arco, com anomalias negativas de Nb-Ta (Pearce et al., 1984), e são classificadas como granitos magnesianos ligados a subducção (Frost et al., 2001). O magmatismo cálcio-alcálico de alto-K ocorre amplamente em estágios pós-colisionais (Liégeois et al., 1998; Barbarin, 1999), porém também ocorre em margens continentais ativas (Wilson, 1989; Barbarin, 1999; Condie e Kroner, 2013), possuindo uma relação genética com zonas de subducção (Rogers et al., 1985; Barbarin, 1999). As composições dos plútons estudados, comparadas com aquelas de líquidos obtidos em estudos experimentais de diversas rochas fontes, compilados por Chen et al. (2013), são semelhantes àqueles de rochas basálticas de médio a alto-K (Figura 13A, 13B), rochas comuns em arcos magmáticos, apoiando assim um ambiente de arco magmático para a intrusão magmática.

O Plúton Major Isidoro (Silva et al., 2015) compartilha das mesmas características de magmatismo de arco, descritas neste trabalho, sugerindo que a formação do Batólito Águas Belas-Canindé estaria ligada a um arco continental, formado no Domínio Pernambuco-Alagoas, durante a deformação compressional da

Orogênese Brasileira. Neves et al. (2012) sugerem que arcos magmáticos imaturos, resultantes do fechamento de pequenas bacias oceânicas, seriam o ambiente de formação de plútons com estas características.

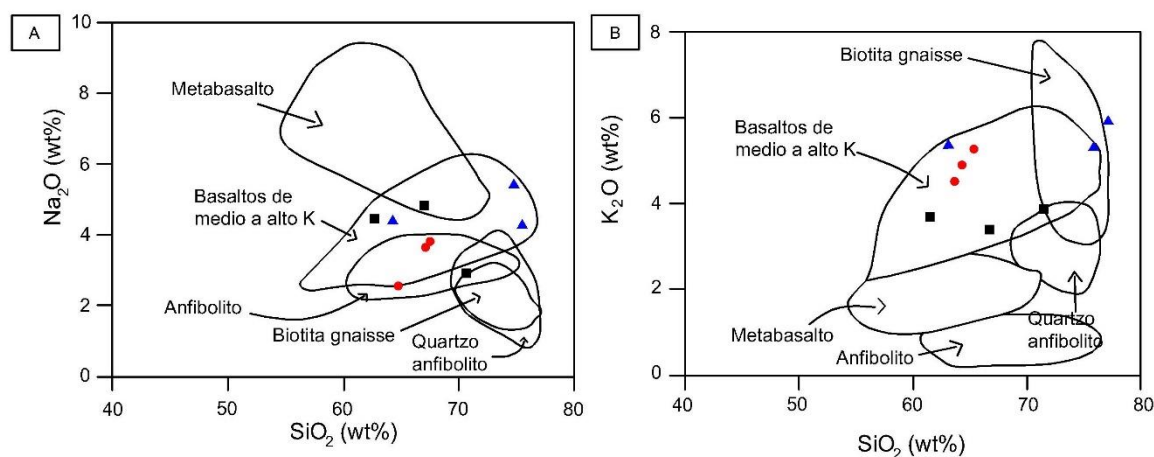


Figura 13. (A) Na₂O x SiO₂. (B) K₂O x SiO₂. Diagramas com dados publicados para fusões experimentais, compilados por Chen et al. (2013). Triângulos azuis referentes ao Plúton Santana do Ipanema, bolas vermelhas referentes ao Plúton Serra da Caiçara e quadrados pretos referentes ao Plúton Maravilha.

CONCLUSÃO

Os granitos Maravilha ($626,5 \pm 5,4$ Ma), Santana do Ipanema ($621,1 \pm 4,8$ Ma) e o sienito Serra da Caiçara (616 ± 3 Ma) são rochas cálcio – alcalinas de alto K que intrudem no Domínio Pernambuco-Alagoas durante a fase inicial da formação da foliação de baixo ângulo, que tem início por volta de 630 Ma. Os dados químicos para os plútons Maravilha, Santana do Ipanema e Serra da Caiçara indicam evolução do magma por cristalização fracionada, em ambiente oxidante. Estes plútons estudados possuem características de magmatismo relacionadas a arco magmático, compartilhadas com outras intrusões graníticas do Batólito Águas Belas-Canindé de idade aproximada. É sugerido, então, que o Batólito Águas Belas-Canindé teve uma evolução ligada à formação de um arco magmático no Domínio Pernambuco-Alagoas.

REFERENCIAS

- Abbott, J. R. N. (1985). Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *Canadian Mineralogist*, 23, 553–561.
- Abbott, J. R. N., Clarke, D. B. (1979). Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al₂O₃–FeO–MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a (H₂O) = 1. *Canadian Mineralogist*, 17, 549–560.

- Abdel-Rahman, A. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and Peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Review*. 17, 1-19. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Anderson, J. L., Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-inhornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*. 46, 605-626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Brito Neves, B. B., Van Schums, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M. C., Kozuch M. (1995). O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de Dados, Implicações e Perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*. 25, 279-296.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. (2000). Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A., (eds.) Tectonic evolution of South America. 31st *International Geological Congress*, Rio de Janeiro: SBG, p.151-182.
- Chen, J. Y., Yang, J. H., Zhang, J. H., Sun, J. F., Wilde, S. A. (2013). Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence. *Lithos*. 162–163, 140–156.
- Condie, K. C., Kröner, A. (2013). The building blocks of continental crust: evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. *Gondwana Research*. 23, 394–402. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.09.011>
- Czamanske, G. K., Wones, D. R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation: Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway. The mafic silicates. *Journal of Petrology*. 14, 349-380.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd Ed. New York: Longman Harlow, 696p.
- Ferreira, V. P., Sial, A. N., Jardim de Sá, E. F. (1998). Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 11, 439–455. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00027-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00027-3)
- Frost, B. R., Lindsley, D. H. (1991). The occurrence of Fe-Ti oxides in igneous rocks. Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. *Mineralogical Society of America. Rev. Mineral*. 25, 433-486.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001) A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 42, 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Guimarães, I. P., Da Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Van Schmus, W. R., Araújo, J. M. M., Melo, S. C., Melo, E. B. (2004). Brasiliano (Pan-African) granite magmatism in the Pajeu Paraíba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*. 135(1-2), 23–53. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.07.004>
- Holland, T., Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology*. 116(4), 433–447.

- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth of Science*. 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*. 27, 293–305. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Jardim de Sá, E. F., Hachspacher, P. C. (1980). Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton de São Francisco. In: *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais, 5, 2719-2731. Balneário Camboriú: SBG.
- Jardim de Sá, E. F. (1984). Geologia da região de Seridó: reavaliação de dados. In: *XI Simpósio de Geologia do Nordeste*. Atas, 278-316. Natal: SBG - Regional Nordeste.
- Jardim de Sá, E. F., Moraes, J. A. C., Silva, L. H. R. (1986). Tectônica tangencial na faixa sergipana. In: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais, 3, 1246-1249. Goiânia, SBG.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of Amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*. 61, 295–310. doi:10.1180/minmag.1997.061.405.13
- Liégeois, J. P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R. (1998). Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkalic and shoshonitic versus alkalic and peralkalic granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*. 45, 1–28. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00023-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00023-1)
- Lima, M. M. C. (2013). Caracterização geoquímica, isotópica e geotectônica dos complexos Araticum e Arapiraca, faixa Sergipana, Alagoas, Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, p. 89.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. 101, 635–643.
- Medeiros, V. C., Santos, E. J. (1998). Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brasil.
- Mendes, V. A., Brito, M. F. L., Paiva, I. P. (2009). Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2009, 1 mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala – 1:250.000.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M., Carron, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitos. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris*. 301, 810–818.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Neves, S. P., Mariano, G., Beltrão, A. B., Correia, P. B., (2005a). Emplacement and deformation of the Cachoeirinha pluton (Borborema province, NE Brazil) inferred trough petrostructural studies: Constraints on regional strain fields. *Journal of South American Earth Sciences*. 19, 127–141. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.04.004>
- Neves, S. P., Silva, J. M. R., Mariano, G. (2005b). Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*. 27, 1513-1527. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.02.002>
- Neves, S. P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J. M. R., Mariano, G. (2008). U–Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil):

- timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*. 25, 285–297. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.06.003>
- Neves, S. P., Monié, P., Bruguier, O., Silva, J. M. R. (2012). Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. 38, 129–146. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.003>
- Osako, L., Silva Filho, A. F., Castro, N. A., Basei, M. S. (2006). Sm-Nd isotopic geochemistry, U-Pb and Ar40/Ar39 geochronology of Serra do Macaco Pluton: A Two-Mica Bearing Peraluminous Granitic Magmatism in the PE-AL Tectonic Domain, Borborema Province. *5th South American Symposium on Isotope Geology*, Extended Abstracts 139–143.
- Pearce, J., Harris, N. B. W., Tindle, A. D. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 25, 956–983.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J., Parker, R. J., Marsh, J. S. (1985). The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90, 244–257.
- Sales Neves, C. H. F., Ferreira, V. P., Neves, S. P., Correia, P. B., (2017). Mapemaneito geológico auxiliado por imagens geofísicas e de satélite, aplicados a rochas ígneas: o exemplo do batólito águas belas-canindé, domínio pernambuco alagoas, nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*. 27, 20–37.
- Santos, E. J. (1996). Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador: SBG, Anais, 6. 47–50.
- Santos E. J. (1998). Programa levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta Geológica. Escala 1:250.000 (Folha SC.24-X-A – Belém do São Francisco). Brasília, CPRM.
- Santos, E. J., Nutman, A. P., Brito Neves, B. B. (2004). Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica*. 4(1), 1–12. DOI: <https://doi.org/10.5327/S1519-874x2004000100001>.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 110, 304–310.
- Sial, A. N. (1986). Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*. 16, 54–72.
- Sial, A. N. (1990). Epidote-bearing calc-alkaline granitoids in Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 20, 88–100.
- Silva, T. R., Ferreira, V. P., Lima, M. M. C. L., Sial, A. N., Silva, J. M. R. (2015). Synkinematic emplacement of the magmatic epidote bearing Major Isidoro tonalite-granite batholith: Relicts of an Ediacaran continental arc in the PernambucoAlagoas domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 64, 1–13.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R. (2002). Crustal evolution of the PernambucoAlagoas complex, Borborema Province, NE Brasil: Nd isotopic data

- from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research*. 5, 409–422. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70732-2](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70732-2)
- Silva Filho, A. F., Guimaraes, I. P., Silva, J. M. R., Osako, L., Gomes, H. A., Luna, E. B. A. (2007). Nota Explicativa para a Folha Rio Una (escala 1:100.000 SC-24-X-B-V). CPRM-PLGB, Technical Report, Brasília, 141.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Ferreira, V. P., Armstrong, R. A., Sial, A. N. (2010). Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement. *Gondwana Res.* 17, 676–687. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.10.002>
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Dantas, E., Armstrong, R., Concentino, L. M., Lima, D. (2013). Long-lived neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *Int. Geol. Rev.* DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.774156>.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Armstrong, R. A., Rangel Da Silva, J. M., Osako, L. S., Concentino, L. M. (2014). SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. *International Journal of Earth Science*, 103(8), 2155–2190.
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*. 18, 49–107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinsky, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of African Earth Sciences*. 8, 267–288.
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London*, Special Publications. 294, 69–99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. 31, 227–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>
- Watson, E. B., Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. 64, 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis: Global Tectonic Approach. *Unwin Hyman*, London. 466.
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in Granitic rocks. *American Mineralogist*. 74, 744–749.

3.3 ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNETICA (ASM) DO PLÚTON SERRA DA CAIÇARA, BATÓLITO ÁGUAS BELAS-CANINDÉ ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL

Charles Henrique Fernandes Sales das Neves¹

Valderez Pinto Ferreira¹

Sergio Pacheco Neves²

Paulo de Barros Correia²

¹NEG-LABISE, Departamento de Geologia DGEO/CTG/UFPE, e-mail: charleshfs@hotmail.com; valderez@ufpe.br;

²Departamento de Geologia DGEO/CTG/UFPE, e-mail: serpane@hotlink.com.br; paulobc@ufpe.br

RESUMO

O método de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) foi aplicado no plúton Serra da Caiçara, que faz parte do batólito Águas Belas-Canindé, Domínio Pernambuco-Alagoas, Província Borborema, Nordeste do Brasil. O plúton possui altos valores de susceptibilidade magnética (K) (90% dos valores acima de 5×10^{-3} SI), típicas da série magnetita granitos. O grau de anisotropia (P) varia de 1.025 a 1.320. Os maiores valores de P estão associados às bordas do corpo e possuem correlação positiva com K. O plúton apresenta trama mista, levemente mais oblata, com valores de T entre -0,822 e 0,823. Em geral, as foliações e lineações magnéticas são bastante uniformes. As foliações magnéticas possuem duas direções preferenciais: NW-SE (dominante, geralmente mergulhando para SW) e NNE-SSW, com mergulho mais variado (geralmente associada aos altos valores de P). As lineações majoritariamente apresentam sentido de caimento SE ou SW, indicando a direção do fluxo magmático. A foliação e lineação da fácies hornblenda quartzo sienito possuem mergulho e caimento moderado, sugerindo se tratar de um corpo tabular, intrusivo concordantemente à foliação regional. A fácies hornblenda quartzo alcali feldspato sienito (centro do corpo) constitui uma intrusão discordante, com fluxo de SW para NE e mudança de trend para NW. Os dados sugerem que o plúton intrude aproveitando a foliação regional, formada durante a fase de convergência da orogênese Brasileira. Durante a fase final de cristalização, o plúton

foi afetado pela fase transcorrente da tectônica Brasileira, atuando principalmente nas bordas do corpo, condicionando as foliações e lineações NE-SW.

PALAVRAS-CHAVE: Anisotropia de Susceptibilidade Magnética; Plúton Serra da Caiçara; Batólito Águas Belas-Canindé; Alojamento; Foliação Regional.

ABSTRACT

The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) technique was applied in the Serra da Caiçara pluton, which is part of the Águas Belas-Canindé batholith, Pernambuco-Alagoas Domain of Borborema Province, NE Brazil. The pluton has high values of magnetic susceptibility (K) (90% of the values above 5×10^{-3} SI), typical of granites of the magnetite series. The degree of anisotropy (P) ranges from 1.025 to 1.320. The highest values of P are associated with the margins of the body and have a positive correlation with K. The pluton presents a mixed, slightly more oblate, fabric, with T values between -0,822 and 0,823. In general, magnetic foliations and lineations are fairly uniform and have two preferred directions: NW-SE (dominant, usually plunging to SW) and NNE-SSW, with a more varied plunge (usually associated with high P values). The foliation and lineation of the hornblende quartz syenite facies have low to moderate dip and plunge, respectively, which agrees with the regional fabric. The lineations mostly have SE plunging, indicating the direction of the magmatic flow. The hornblende quartz alkali feldspar syenite facies (center of the body) has a discordant fabric, with flow from SW to NE and spreading to NW. The observed structural magnetic structure is consistent with the structural framework of the region, which has two main directions (NE-SW and NW-SE). The data suggest that the pluton intruded taking advantage of the regional foliation formed during the convergent phase of the Brasiliano orogenesis. During the final phase of crystallization, the pluton was affected by the transcurrent phase of the Brasiliano event, mainly at the edges of the body, conditioning the NE-SW foliations and lineations.

KEYWORDS: Anisotropy of Magnetic Susceptibility; Plúton Serra da Caiçara; Batholithe Águas Belas-Canindé; Emplacement; Regional Foliation.

INTRODUÇÃO

A orogênese Brasileira-Pan Africana foi responsável pela estruturação atual da Província Borborema (Nordeste do Brasil) (Jardim de Sá e Hackspacher, 1980; Jardim de Sá, 1984; Caby e Arthaud., 1986; Sial., 1986; Brito Neves et al., 1995;

Santos., 1996; Ferreira et al., 1998; Van Schmus et al., 2008). Um dos principais eventos dessa orogênese foi uma abundante granitogênese, que se distribuiu por todos os domínios da província (Ferreira et al., 1998). Estudos aprofundados nessas intrusões podem fornecer informações importantes, desde inferir a composição de níveis mais profundos da crosta e manto, a delimitar e datar eventos de deformação que são bastante importantes durante orogêneses.

A trama interna dos granitos pode registrar a deformação regional, sendo sintectônicos os que possuem a trama interna condizente com os das rochas encaixantes, ou os mecanismos de alojamento (Hutton, 1988; Brown e Solar, 1998; Paterson et al., 1998; Neves et al., 2003; Rosenberg, 2004). Em campo nem sempre é possível observar como se comporta a estruturação interna dos plútons devido à maioria aparentar homogeneidade. Com o auxílio da técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) é possível investigar se a deformação afetou o plúton e como se deu o processo. As medições de ASM fornecem um elipsoide triaxial com eixos $K1 > K2 > K3$, com K1 correspondendo à lineação magnética e K3 ao polo da foliação magnética. Em rochas sem deformação no estado sólido, normalmente a trama magnética corresponde à trama magmática (Ellwood & Whitney., 1980; Bouchez et al., 1990; Borradaile & Henry, 1997; Bouchez, 1997).

Neste trabalho aplicamos o método de ASM, juntamente com o estudo petrográfico e de química mineral, no plúton Serra da Caiçara (Silva Filho et al., 2002), uma intrusão neoproterozoica localizada no Domínio Pernambuco-Alagoas da Província Borborema. O trabalho objetiva investigar a trama estrutural interna do plúton e correlaciona-la com os principais eventos deformacionais da Província Borborema. Os resultados apresentados neste trabalho são pioneiros em plútons que compõem o batólito Águas Belas-Canindé. Esses resultados trazem uma nova perspectiva para o entendimento da construção do batólito, contribuindo para a compreensão da evolução crustal desta porção do Domínio Pernambuco-Alagoas.

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema (Almeida et al., 1981), localizada no nordeste do Brasil (Figura 1), juntamente com sua respectiva porção situada na África, foi formada durante a convergência e colisão dos crátons Oeste África – São Luiz, São Francisco – Congo e Amazônico durante o Neoproterozoico. O auge da deformação contracional se deu por volta de 620 Ma anos (Van Schmus et al., 2008), num

evento conhecido como orogênese Brasileira-Pan-Africana (Brito Neves e Cordani, 1991).

Ao longo dos anos, diversos autores, baseando-se em dados litoestratigráficos, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas propuseram subdivisões para a Província Borborema em subprovíncias e domínios (Santos, 1996; Medeiros, 1998; Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2008; Neves, 2015). O plúton Serra da Caiçara pertence à Subprovíncia Sul, mais precisamente ao Domínio Pernambuco-Alagoas. Este domínio é limitado a norte pela subprovíncia Central e a oeste e ao sul faz fronteira com os domínios Sergipano e Riacho do Pontal, sendo dividido nas porções oriental e ocidental pela Bacia Tucano-Jatobá (Figura 1a).

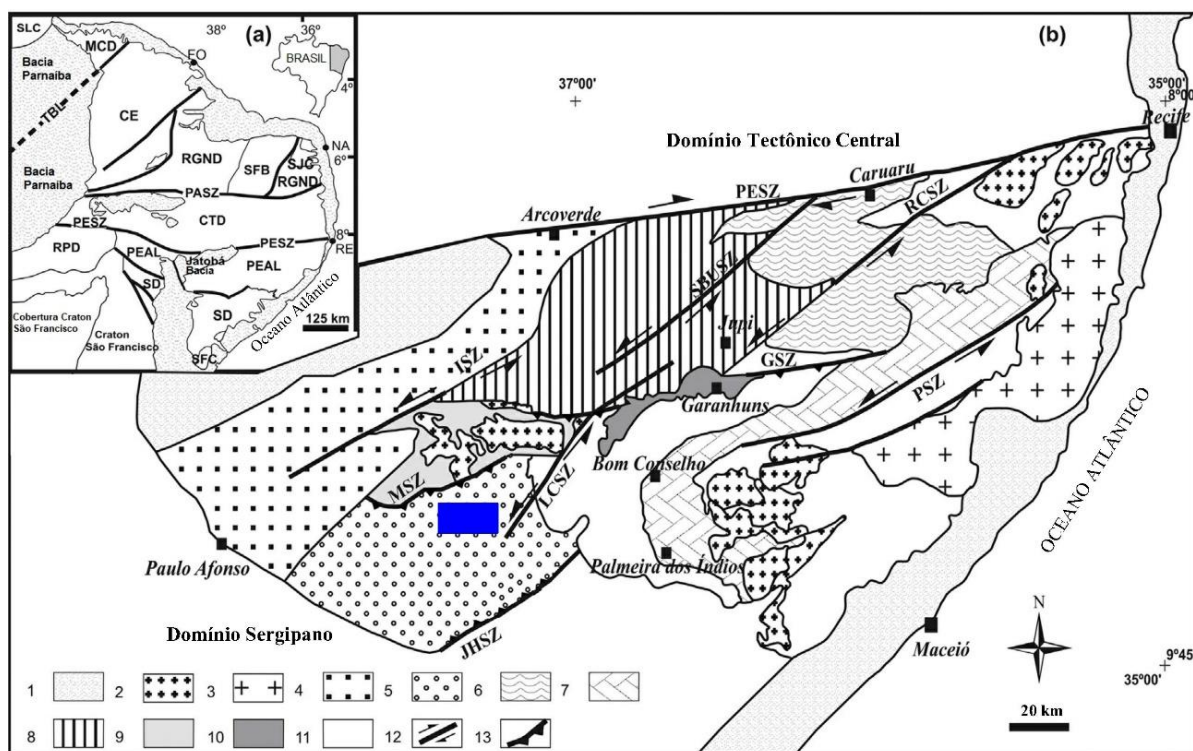


Figura 1. (a) Província Borborema com principais domínios de acordo com Van Schmus et al. (2008): Domínio Ceará – CE; Domínio Médio Coreá – MCD; Domínio Pernambuco-Alagoas – PEAL; Domínio Rio Grande do Norte – RGND (Núcleo Arqueano São José Do Campestre – SJC); Faixa de Dobramento Seridó – SFB; Domínio Central – CTD; Domínio Riacho Pontal – RPD; Domínio Sergipano – SD. SFC – Cráton São Francisco. SLC – Cráton São Luís; Zonas de cisalhamento: Patos – PaSZ; Pernambuco – PESZ. Cidades: Fortaleza – FO, Natal – NA, Recife – RE. (b) Mapa geológico simplificado da parte oriental do domínio PEAL (Silva Filho et al., 2010). 1- Cobertura sedimentar palaeozoica; 2- Granitoides Brasileiros; 3- Batólito Ipojuca – Atalaia; 4- Batólito Buíque – Paulo Afonso; 5- Batólito Águas Belas – Canindé; 6- Batólito Garanhuns; 7- Sequência Palmares; 8- Sequência Venturosa; 9- Sequência Inhapi; 10- Quartzito Garanhuns; 11- Complexo Belém do São Francisco;

12- zonas de cisalhamento transcorrentes (PESZ - Pernambuco; RCSZ - Rio da Chata; PSZ - Palmares; LCSZ – Limitão-Caetés; ISZ - Itaíba; SBUSZ – São Bento do Una); 13- zonas de cisalhamento transpressivas (GSZ – Garanhuns; MSZ- Maravilha; ZCJH- Jacaré dos Homens). Retângulo em azul marca a área mapeada.

Santos (1996) e Medeiros (1998) reconheceram dois litotipos metamórficos dominantes no Domínio Pernambuco-Alagoas, definindo os complexos Cabrobó e Belém do São Francisco. O complexo Cabrobó é predominantemente supracrustal, composto de granada biotita-gnaisses, com intercalação de quartzito, quartzo-xisto, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e ortognaisses migmatizados. O complexo Belém do São Francisco é predominantemente ígneo (migmatitos e ortognaisses), que variam em composição de tonalito a granito. Silva et al. (2002) apresentam uma idade de $2,079 \pm 34$ Ma (SHRIMP zircão U-Pb) para a cristalização do protólito do ortognaisses Belém do São Francisco e uma idade metamórfica de 655 ± 7 Ma (SHRIMP zircão U-Pb). Por sua vez, o complexo Cabrobó datado na localidade tipo (Cruz et al., 2013), na porção oeste do Domínio Pernambuco-Alagoas, e na porção sul do PEAL oriental (Neves et al., 2016) apresenta zircões detríticos indicando deposição < 700 Ma. Silva Filho et al. (2002, 2014) subdividiram o Complexo Cabrobó no PEAL oriental em três sequências (Palmares, Inhapi e Venturosa; Figura 1b) e também determinaram que a idade máxima de deposição é mais jovem que 700 Ma. Dessa forma, o Complexo Belém do São Francisco constitui o embasamento do complexo Cabrobó.

A granitogênese que afeta o Domínio Pernambuco-Alagoas, assim como toda a Província Borborema, pode ser separada em pré-colisional (650–640 Ma), sin-colisional (620–600 Ma), pós-colisional (580–550 Ma) e pós-tectônica (550 – 530 Ma) (Guimarães et al., 2004; Van Schmus et al., 2008; Silva Filho et al., 2016). Grandes batólitos graníticos intrudem os complexos Cabrobó e Belém do São Francisco (Silva Filho et al., 2002). Estes batólitos compreendem uma das unidades litológicas mais importantes do Domínio Pernambuco – Alagoas e foram agrupados por Silva Filho et al., (2002) em: Garanhuns, Ipojuca-Atalaia, Correntes-Marimbondo, Águas Belas-Canindé e Buíque-Paulo Afonso (Figura 2b). O plúton Serra da Caiçara é uma das dezesseis intrusões do batólito Águas Belas-Canindé identificadas por Silva Filho et al. (2002). As fases minerais máficas foram usadas para separar as intrusões do batólito Águas Belas-Canindé em quatro grupos, estando o plúton Serra da Caiçara incluído no grupo 1 (anfíbólio $\pm$ piroxênio sienitos a sienogranitos).

O batólito Águas Belas-Canindé é separado das rochas metassedimentares de alto grau do Domínio Sergipano pela zona de cisalhamento transpressional Jacaré dos Homens (Oliveira et al., 2006, 2010; Lima et al., 2014; Silva et al., 2015, 2016) (Figura 2b). A zona de cisalhamento Jacaré dos Homens possui direção ENE-WSW e transporte tectônica para SE. Lima et al., (2013) sugerem uma idade de 642 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) para o início do cisalhamento com base na datação de ortognaisses alojados na zona. Essa idade corresponderia ao início da orogenia Brasileira, com a formação de uma foliação inicialmente de baixo ângulo regional. Outras zonas de cisalhamento transpressionais expressivas são encontradas no Domínio Pernambuco-Alagoas, como as zonas de cisalhamento Garanhuns e Maravilha, ambas de direção NE-SW (Figura 2b). Em contraste com a zona de cisalhamento Jacaré dos Homens ambas apresentam transporte tectônico com topo para NW (Silva Filho et al., 2007; Nery, 2016).

Posteriormente à fase de baixo ângulo se inicia a fase de transcorrência da orogênese Brasileira, marcada pela formação de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes responsáveis por uma foliação milonítica de alto ângulo. O caráter tardio dessas transcorrências é atestado pelo truncamento, localmente observado, da foliação regional pela foliação milonítica e pelas idades mais jovens registradas em granitos sintranscorrentes (590 - 570 Ma; Neves et al., 2008; Silva Filho et al., 2013). As zonas de cisalhamento NE-SW e W-E possuem cinemática sinistral e dextral, respectivamente.

METODOLOGIA

Amostragem e determinação da ASM

Foram obtidos 3 testemunhos cilíndricos orientados em 50 estações, espaçadas de ≈ 1 km, distribuídas ao longo do plúton. A coleta dos testemunhos foi realizada utilizando uma perfuratriz manual a gasolina. No laboratório, os cilindros foram cortados produzindo entre 1 e 2 espécimes (por cilindro), com 2,2 cm de comprimento e 2,5 cm de diâmetro. No total foram obtidos 253 espécimes. A anisotropia de susceptibilidade magnética de campo baixo foi determinada utilizando o susceptímetro Kappabridge KLY3 (AGICO), no Laboratório Helmo Rand, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Cada espécime passou por 15 medições de susceptibilidade em diferentes orientações, de modo a determinar a magnitude e intensidade do elipsoide de susceptibilidade,

sendo os principais eixos $K_1 > K_2 > K_3$ (K_1 corresponde ao eixo máximo do elipsoide ASM, ou lineação magnética, e o eixo mínimo K_3 corresponde ao polo da foliação magnética). A susceptibilidade das amostras e seus principais tensores foram normalizados pelo protocolo de Jelinek (1981).

A média dos parâmetros escalares da ASM para cada estação é apresentada na Tabela 1. A magnitude da susceptibilidade magnética é dada por $K = 1/3(K_1 + K_2 + K_3)$; a simetria da trama magnética é representada por T (parâmetro de forma), expresso por $T = [2(\ln K_2 - \ln K_3)/(\ln K_1 - \ln K_3)] - 1$. $T < 0$ corresponde aos elipsoides prolatos ($K_1 > K_2 = K_3$), já $T > 0$ corresponde aos elipsoides oblatos ($K_1 = K_2 > K_3$). O grau de anisotropia é dado $P = K_1/K_3$ e pode variar de 1 (isotrópico) a valores mais altos.

Confecção de seções delgadas e análise de microestruturas

Foram produzidas 21 seções delgadas representativas do pluton Serra da Caiçara, nos mesmos locais onde foram coletados os cilindros para medição da ASM, com o objetivo de caracterizar as microestruturas. Os critérios de Paterson et al. (1989) e Bouchez et al. (1992) foram utilizados para separação das texturas magmáticas e submagmáticas das texturas geradas após a solidificação do magma. Fotomicrografias representativas das principais microestruturas são mostradas na Figura 4 e a disposição das microestruturas ao longo do plúton é apresentada na Figura 5.

Tabela 1. Dados escalares da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.

Estação	Espécimes por estação	COORD E	COORD S	K (10^{-3} SI)	P	T
CH65	5	690148	8978662	14,24	1,119	-0,263
CH66	6	688663	8973008	16,12	1,098	0,519
CH67	5	688205	8974430	20,13	1,040	0,438
CH68	4	686506	8975186	11,75	1,077	0,157
CH69	5	685735	8975002	2,87	1,058	0,486
CH70	5	685785	8975744	19,73	1,097	0,330
CH71	6	684974	8976902	22,30	1,187	0,046
CH72	5	683568	8977578	31,08	1,139	-0,394
CH73	5	686786	8976822	17,40	1,064	-0,300
CH74	4	687073	8977842	12,59	1,075	-0,562
CH75	5	687203	8979274	23,64	1,126	-0,688
CH77	5	681381	8977877	27,21	1,130	-0,750
CH78	6	687924	8971034	26,78	1,262	-0,340
CH79	4	686628	8972238	15,47	1,150	-0,140

CH80	6	685319	8973214	1,50	1,067	0,045
CH81	4	684148	8973738	22,45	1,112	0,380
CH82	6	683057	8973844	27,54	1,081	0,268
CH83	5	682283	8974785	4,46	1,159	0,246
CH85	4	681326	8977296	39,21	1,141	-0,822
CH86	5	681688	8978744	29,78	1,147	-0,355
CH87	6	683467	8979608	4,90	1,181	0,402
CH88	6	687878	8972094	3,86	1,188	0,757
CH89	4	687132	8973255	6,94	1,047	-0,540
CH90	5	685155	8974494	16,96	1,069	0,417
CH91	5	683992	8975234	24,74	1,134	-0,260
CH92	4	682676	8975791	27,15	1,115	-0,745
CH93	5	689558	8972314	1,26	1,178	0,117
CH94	5	689689	8975150	22,80	1,102	0,366
CH95	6	692051	8976508	6,02	1,046	-0,450
CH96	6	690733	8977944	23,68	1,133	-0,042
CH97	4	691167	8976927	13,76	1,078	-0,469
CH98	6	684330	8972122	11,11	1,060	-0,216
CH99	5	690167	8973456	7,06	1,220	0,183
CH100	6	690177	8975900	21,83	1,104	0,130
CH101	5	689303	8976632	18,96	1,162	0,298
CH102	4	688427	8977554	15,69	1,261	0,823
CH103	5	687866	8978292	13,45	1,084	-0,010
CH104	5	686010	8978028	14,93	1,081	-0,096
CH105	5	683909	8978486	25,72	1,123	-0,013
CH106	6	687386	8976350	5,04	1,025	0,173
CH107	5	687966	8975620	5,01	1,047	0,418
CH108	6	688744	8975256	20,45	1,160	0,481
CH109	5	690980	8975555	21,06	1,104	0,130
CH110	5	687788	8970256	16,56	1,320	0,479
CH111	6	686164	8974050	4,13	1,051	0,621
CH112	4	694841	8976672	12,1	1,115	-0,260
CH113	5	692457	8977894	20,01	1,116	-0,300
CH114	5	693685	8976182	10	1,100	-0,090
CH115	4	685895	8970825	25,01	1,200	-0,300
CH116	5	686047	8980457	24,5	1,220	-0,260

RESULTADOS

Aspectos de campo e petrográficos

O plúton Serra da Caiçara (Figura 2) possui uma área de 87 km² e faz contato intrusivo com os plútons Maravilha, a sul, e Santana do Ipanema, a leste. O contato com o plúton Tanquinho, a norte e a oeste, é feito através de zonas de cisalhamento. O plúton é majoritariamente isotrópico, não sendo possível observar

orientações preferenciais, exceto nas bordas NW, SE e N, onde a interação com zonas de cisalhamento gera foliações verticalizadas.

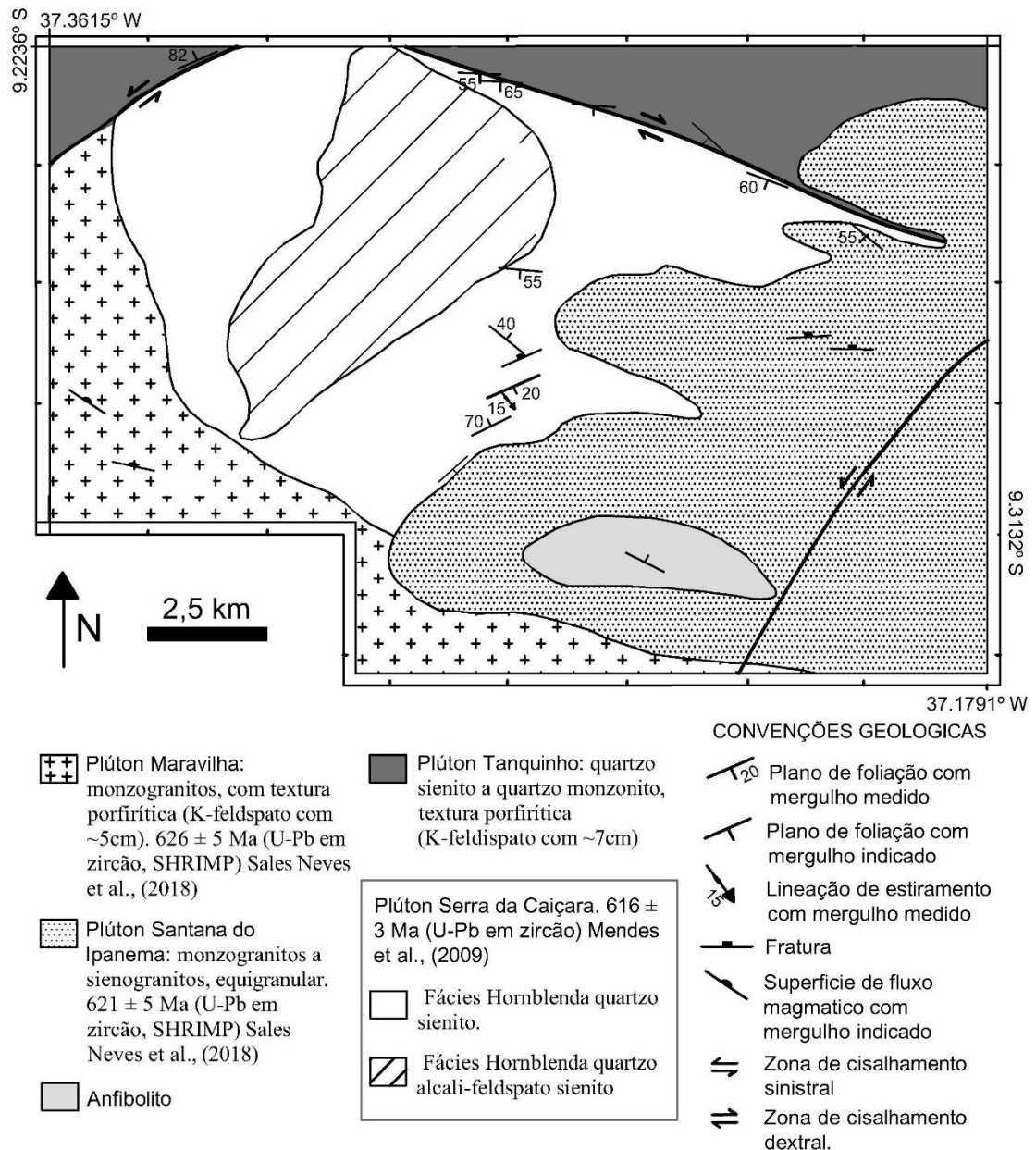


Figura 2. Mapa geológico de porção do batólito Águas Belas-Canindé, Domínio Pernambuco-Alagoas da Província Borborema, região a norte de Santana do Ipanema-AL.

Há um marcante aumento na concentração de feldspato potássico no centro do corpo. O plutão é constituído por hornblenda quartzo sienito (fácies dominante) e hornblenda quartzo álcali feldspato sienito (centro do corpo), com coloração creme a castanho, porfíricos. A fácies central do corpo contém ortoclásio (c. 85%), que podem ocorrer como megacristais de até 4 cm de comprimento, quartzo (c. 5%) e plagioclásio (c. 5%) como minerais essenciais. Hornblenda, que chega a atingir

≈1cm de comprimento, e, por vezes, biotita são as principais fases máficas e totalizam c. 3% da moda. Titanita euédrica (que chega a atingir 1mm), epidoto, zircão, apatita e magnetita euédrica (≈0,5mm) e anédrica, formam a mineralogia acessória, somando até 2% da moda. A fácies dominante difere basicamente na concentração modal dos minerais. Onde, ortoclásio possui 70% da moda, quartzo (c. 10%), plagioclásio (c. 10%), hornblenda + biotita (c. 7%) e minerais acessórios (c. 3%). É comum a ocorrência de agregados de hornblenda + biotita + titanita + magnetita + epidoto em ambas as fácies.

Os cristais de magnetita são facilmente observados em lâminas delgadas, variando desde cristais euédricos (Figura 3A) a cristais anédricos, chegando até 1mm. Ela ocorre como pequenos cristais, inclusos principalmente em hornblenda; formando agregados com hornblenda, biotita, titanita e epidoto (Figura 3B); e como cristais, principalmente euédricos dispersos na rocha.

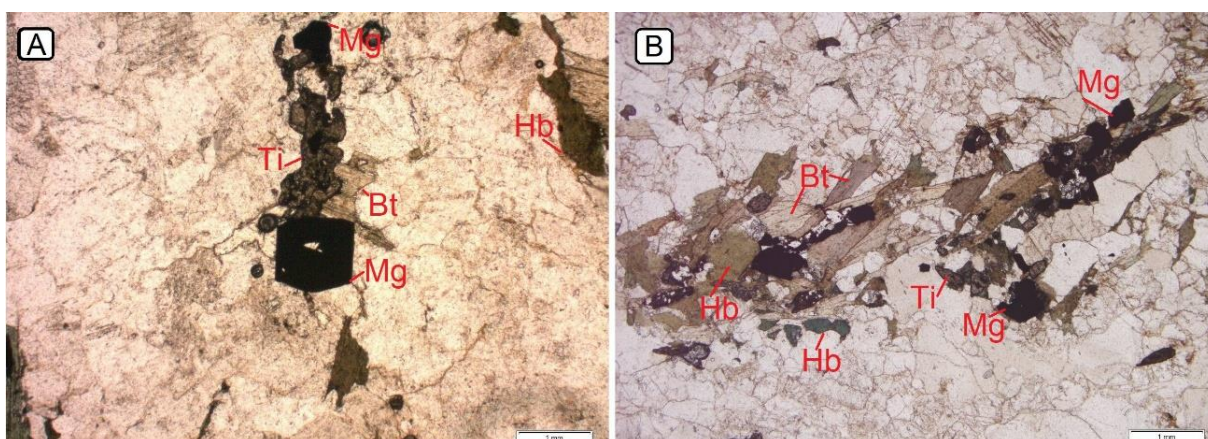


Figura 3. A) Grande cristal de magnetita euédrico, pertencente à microestrutura magmática. B) Cristais de magnetita orientados paralelamente à foliação. Polarizadores paralelos. Hb-hornblenda, Bt-biotita, Mg-magnetita, Ti-titanita.

Microestruturas

A investigação permitiu a separação de três grupos de microestruturas:

1. *Magmática a sub-magmática*. Abrange a maior parte da porção oeste do corpo. É caracterizada pela textura hipidiomórfica granular, com cristais euédricos a subédricos de ortoclásio, geralmente pertítico, e grãos arredondados de quartzo com moderada extinção ondulante (Figura 4A). Inclusões de plagioclásio e quartzo no ortoclásio são comuns. O plagioclásio apresenta geminação polissintética. O mineral máfico dominante é hornblenda euédrica, que chega a atingir 1cm de

comprimento, e possui pleocroísmo de marrom claro a verde azulado (Figura 4B). A biotita ocorre em quantidade pequena, formada a partir de reação de hornblenda com o magma; raramente ocorre como pequenos cristais isolados. Nesta porção também é possível observar a existência de epidoto magmático (Sial., 1990). Os contatos entre os cristais são retos a levemente curvados.

2. *Recristalização moderada.* Abrange a porção central do plúton. É marcada pela diminuição da quantidade e do tamanho dos minerais máficos, com as mesmas quantidades modais, aproximadamente, de hornblenda e biotita. Os cristais de quartzo são equidimensionais a levemente alongados. Estes últimos apresentam contatos irregulares, embaiados, evidenciando recristalização por migração de limites de grãos (Figura 4C). Alguns grãos de feldspato potássico apresentam recristalização nas bordas e pertitas sigmoidais. Por vezes, os cristais de biotita encontram-se dobrados (Figura 4D).
3. *Alto grau de recristalização.* Concentra-se principalmente nas porções sudeste e noroeste do corpo. É caracterizado por diminuição do tamanho do grão e pela orientação preferencial dos minerais máficos, sendo a biotita o principal representante. Os cristais de feldspato potássico encontram-se fraturados, com contatos irregulares, denteados e serrilhados, sugerindo recristalização dinâmica por *bulging*, e em alguns casos, mostram extinção ondulante (Figura 4E); pertitas em chamadas ocorrem frequentemente. Quartzo ocorre como grãos alongados apresentando bandas de deformação e contatos interlobados, evidenciando recristalização dinâmica por migração de limites de grãos e localmente *bulging*, (Figura 4F). Plagioclásio também mostra recristalização nas bordas. É possível observar biotita recristalizada preenchendo espaços entre os grãos de feldspato potássico e quartzo.

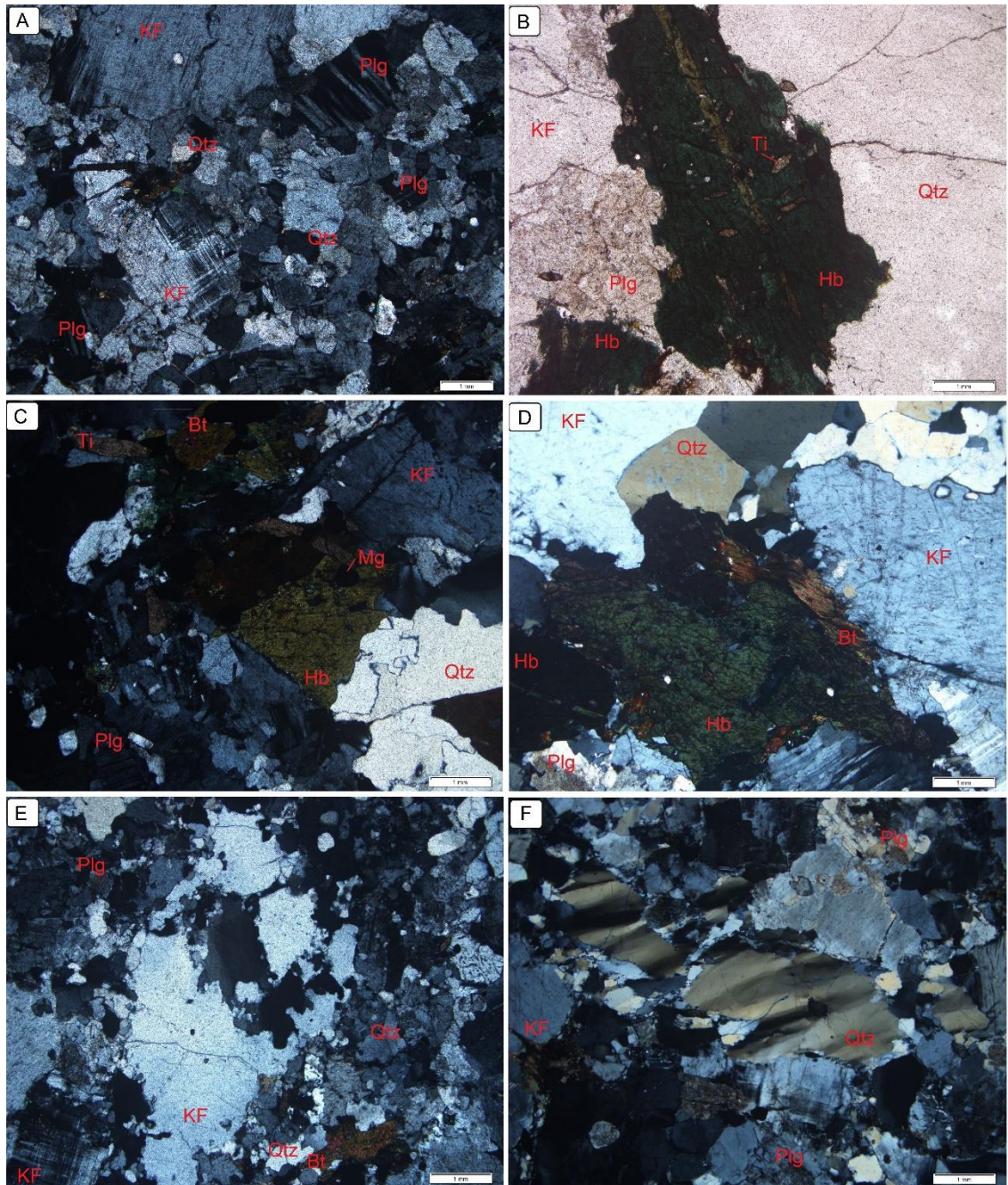


Figura 4. Microestruturas do plúton Serra da Caiçara. A e B, representam o domínio Magmático. A) Imagem enfatizando os contatos entre os minerais (retos a levemente arredondados) tipos do estado magmático (polarizadores cruzados). B) Cristal de hornblenda zonado, com pleocroísmo em tons de verde característico, destaque para o tamanho do cristal, $\approx 10\text{mm}$ (polarizadores paralelos). C e D representam o domínio Recristalização Moderada. C) Cristal de feldspato potássico com pertitas sigmoidais (polarizador cruzado). D) Recristalização nas bordas do feldspato potássico, biotita levemente dobrada na borda de um cristal de hornblenda (polarizador cruzado). E e F representam o domínio Alto Grau de Recristalização. E) Feldspatos com contatos irregulares, denteados e serrilhados, sugerindo recrystalização dinâmica por bulging e abundância de mirmequitas (polarizadores cruzados). F) Quartzo com bandas de deformação e apresentando recrystalização (polarizadores cruzados). KF-feldspato potássico, Plg-plagioclásio, Qtz-quartzo, Hb-hornblenda, Bt-biotita, Mg-magnetita, Ti-titanita.

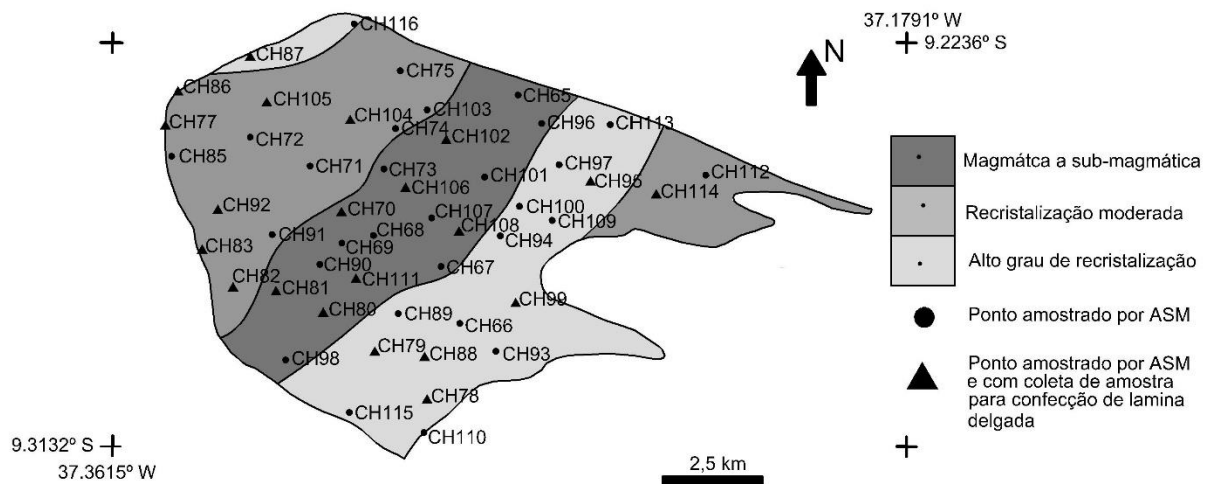


Figura 5. Mapa do plúton Serra da Caiçara mostrando a localização dos pontos amostrados para ASM, das seções delgadas estudadas e com as separações dos campos microestruturais.

Dados escalares

Os valores para a susceptibilidade magnética (K) variam entre $1,26 \times 10^{-3}$ SI e $39,21 \times 10^{-3}$ SI. De acordo com Rochette (1987) e Rochette et al. (1992), $0,5 \times 10^{-3}$ é o valor máximo paramagnético de um sienito. Portanto, os valores elevados de K , típicos da série dos magnetita granitos (Ishihara, 1977), com 90% dos valores acima de 5×10^{-3} SI, mostram que o plúton Serra da Caiçara é ferromagnético. Em mapas de contorno de K (Figura 6A) se observa a existência de dois corredores de alta susceptibilidade magnética, na direção NE-SW. Possivelmente, esses corredores refletem o condicionamento tectônico resultante do regime transcorrente, visto que possuem aproximadamente a mesma direção das zonas de cisalhamento transcorrentes de orientação NE-SW presentes na região.

No gráfico $P \times K$ (Figura 6B) se observa uma correlação positiva entre estes dois parâmetros. Também é possível observar que as amostras se separam em dois *trends*. O *trend* com maiores valores de P se encontram nas bordas do corpo. Essa correlação sugere que P é controlado pela composição da rocha (Archanjo et al., 1994), principalmente de cristais de magnetita, que por vezes são concentrados acompanhando as direções das estruturas presentes (Figura 3B). O grau de anisotropia (P) varia de 1.025 a 1.320. Os maiores valores de P estão associados com as bordas do corpo (Figura 6C).

Quanto à forma do elipsoide de ASM, o plúton Serra da Caiçara apresenta valores de T variando, de -0,822 a 0,823. Não foram observadas correlações entre T

e K (Figura 6D) ou T e P, indicando uma possível obtenção da forma ainda durante a colocação do magma. É possível observar um predomínio de elipsoides oblatos na porção central do corpo e elipsoides prolatos nos bordos (Figura 6E), indicando um predomínio de trama linear na borda. No gráfico de correlação de T x K (Figura 6F), é possível observar um leve predomínio de elipsoides oblatos.

Dados direcionais

Em geral, tanto a foliação magnética quanto a lineação magnética são bastante uniformes ao longo do plúton (Figura 7). As foliações magnéticas possuem duas direções preferenciais: NW-SE, dominante, geralmente mergulhando para SW, e NNE-SSW, com mergulho mais variado. Trinta estações apresentaram foliação com direção NW-SE, com mergulho médio de 50°, distribuídas uniformemente ao longo do plúton. Vinte estações apresentaram direção NNE-SSW, com mergulho médio de 60°, as quais se concentram nas porções NW e SE do plúton (Figura 7A).

As lineações magnéticas (Figura 7B) apresentam caimento baixo, possuindo média geral de $\approx 30^\circ$. Quando associadas às foliações de direção NW-SE, possuem sentido de caimento preferencial entre SSW e SSE. Quando associadas às foliações de direção NNE-SSW, apresentam sentido de caimento tanto para NE como para SW.

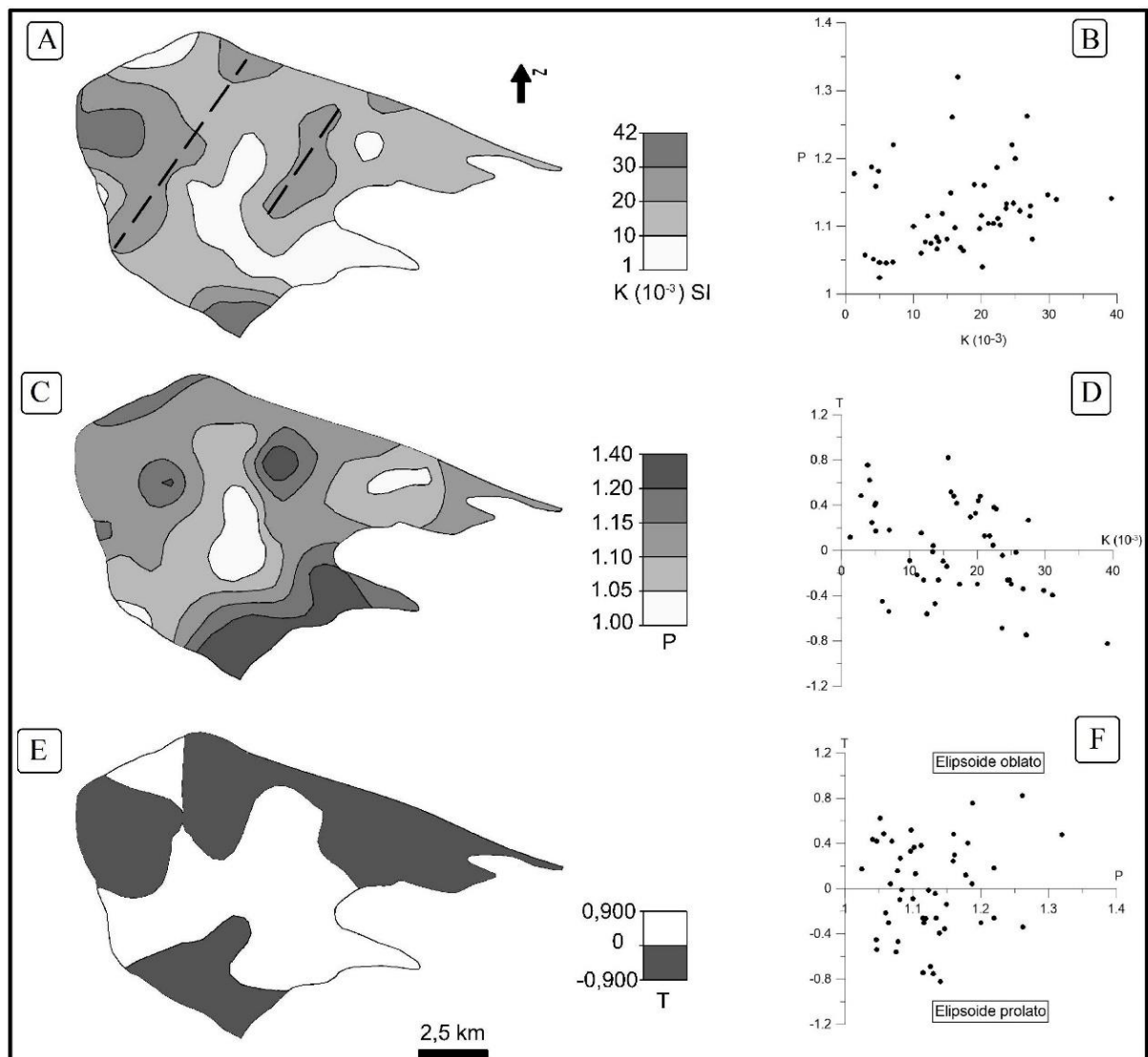


Figura 6. A) Magnitude da Susceptibilidade Magnética (K), linhas tracejadas enfatizando os corredores de alta susceptibilidade magnética. B) Grau de anisotropia (P) vs magnitude da susceptibilidade magnética (K). C) Distribuição do grau de anisotropia (P). D) Parâmetro de forma (T) vs (K). E) distribuição do parâmetro de forma (T). F) (T) vs (P). A, C e E apresentam o mapa do plúton Serra da Caiçara. A interpolação dos dados apresentadas em A, C e E foi realizada utilizando o software Oasis Montaj®.

A trama magnética NNE-SSW coincide com os altos valores de P, que se encontram principalmente nas bordas NW e SE do plúton. Essa direção é condizente com a da zona de cisalhamento sinistral que bordeja a porção noroeste do corpo (Figura 2). As foliações com direção NW-SE são concordantes com as direções medidas em campo, próximo aos contatos com os plútons Tanquinho e Maravilha (Figura 2).

DISCUSSÃO

Mineralogia Magnética e Origem da Estrutura Magnética

A alta susceptibilidade magnética apresentada no plúton Serra da Caiçara, associada com análises petrográficas (Figura 3), indica que o mineral responsável pela susceptibilidade é a magnetita. O aumento ou diminuição na susceptibilidade magnética está diretamente ligado à quantidade de magnetita presente; a presença de cristais euédricos de magnetita aumenta significativamente a susceptibilidade magnética. A orientação de grãos de magnetita provavelmente imita a orientação dos silicatos (Hrouda e Lanza, 1989; Archanjo et al., 1995), como observado na Figura 3b. Em uma das estações, na porção centro noroeste do plúton, foi possível a medição da foliação magmática com bússola. Nesse ponto, a foliação magmática é marcada por orientação dos cristais de hornblenda, que formam bandamento incipiente, alternando bandas ricas em feldspato potássico e bandas ricas em hornblenda. A atitude da foliação magnética, obtida por ASM, é bastante próxima da atitude da foliação magmática medida em campo, indicando que as tramas magnéticas e magmáticas são coaxiais.

Nas bordas do corpo onde se observa aumento do grau de anisotropia (P), e predomina a microestrutura de *Alto Grau de Recristalização*, a magnetita ocorre em maior quantidade e está inserida na foliação da rocha (Figura 3B), que é caracterizada principalmente pela orientação preferencial de biotita. Desta forma, justifica-se o aumento de P e a correlação de aumento entre P e K, observadas nas figuras 6B e 6C, respectivamente.

A alta susceptibilidade magnética, associada à presença de epidoto magmático (observado na microestrutura *Magmática*), indica que o plúton Serra da Caiçara cristalizou em condições de alta fugacidade de O₂ (Ferreira et al., 2011). De acordo com Wones (1989), a presença da associação mineral quartzo + titanita + magnetita sugere que a fugacidade de O₂ seja acima do tampão QFM, favorável à presença de epidoto magmático (Sial. 1990).

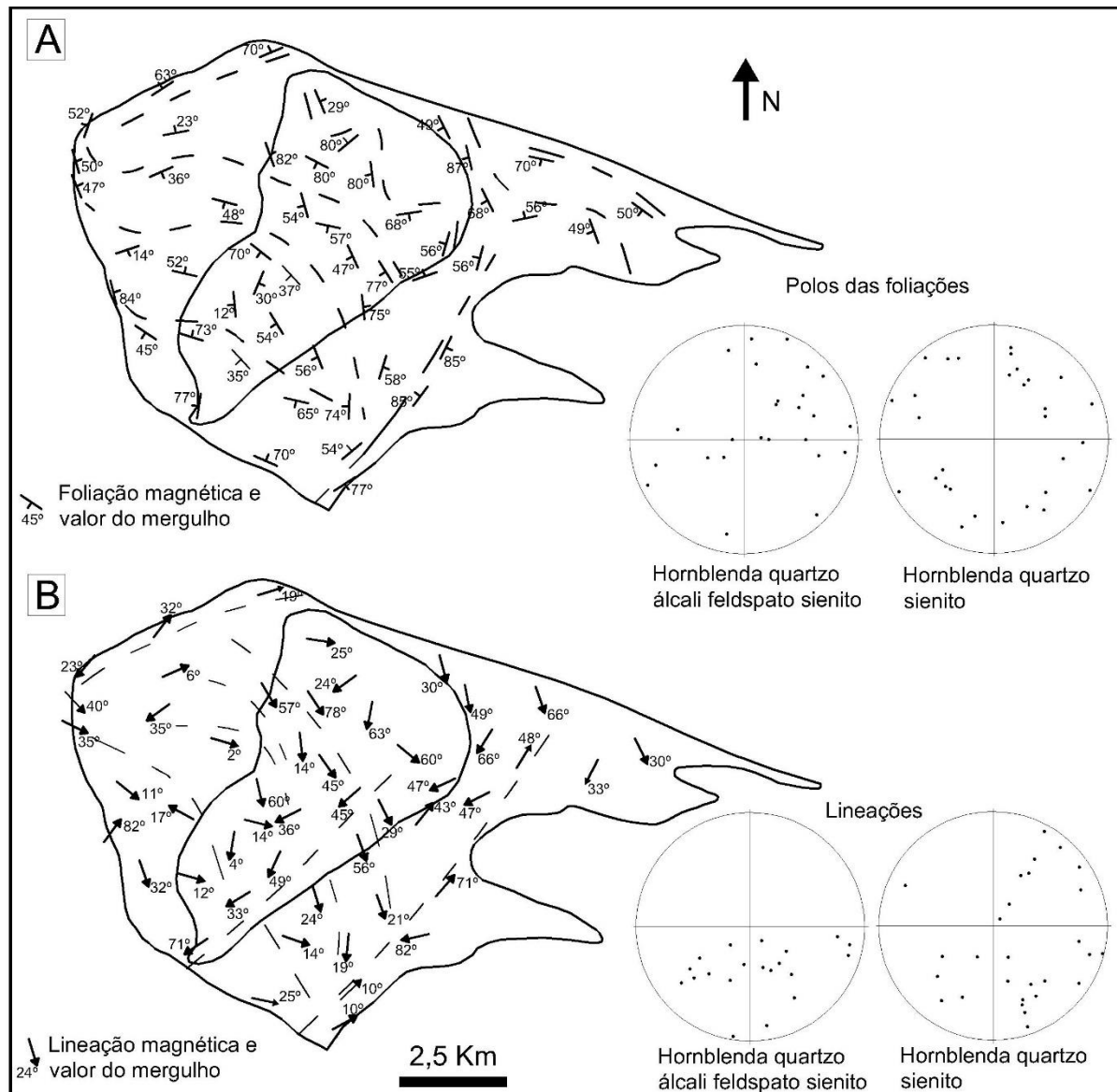


Figura 7. Mapa de foliações (A) e lineações (B) magnéticas do plúton Serra da Caiçara. Linhas tracejadas representam isolinhas que marcam a estruturação interna interpretada do corpo.

Mecanismos de Alojamento e Efeitos da Tectônica Regional sobre a Estruturação do Plúton

Diversos autores relacionam as intrusões com idades em torno de 620 Ma no Domínio Pernambuco-Alagoas com o desenvolvimento da foliação regional, inicialmente de baixo ângulo, existente neste domínio (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2012; Silva et al., 2015, 2016). Essa estruturação foi gerada durante a fase contracional da orogênese Brasileira, tendo início por volta de 630-640 Ma (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2005 a,b; Neves et al., 2015). O plúton Serra da Caiçara possui idade de cristalização, U-Pb em zircão, de 616 ± 3 Ma (Mendes et

al., 2009) indicando ter intrudido 15-25 Ma após o início da deformação contracional, aproveitando uma foliação regional já desenvolvida.

Os dados sugerem que as duas fácies do plúton Serra da Caiçara passaram por processos de intrusão diferentes. A fácies hornblenda quartzo sienito, dominante no plúton, possui predominância de foliações e lineações magnéticas com ângulo baixo a moderado. O parâmetro de forma possui leve predomínio dos elipsoides oblatos. Essas características sugerem que a intrusão do plúton Serra da Caiçara se deu inicialmente de forma concordante à foliação regional (formada por tectônica de empurrão (Figura 8 A). Esta hipótese é suportada por um afloramento onde foi encontrado um sill desta fácies intrudindo metagranitoides (Figura 8B). O fluxo magmático foi de SE para NW, visto que o caimento das lineações mais frequente é para SE. Na fácies hornblenda quartzo álcali-feldspato sienito, que aflora no centro do corpo, o traço da foliação aparenta truncar o contato com a fácies dominante, apontando para uma intrusão discordante (Figuras 8C). O caimento das lineações sugere que o fluxo do magma se deu de SW para NE e teve espalhamento para NNW.

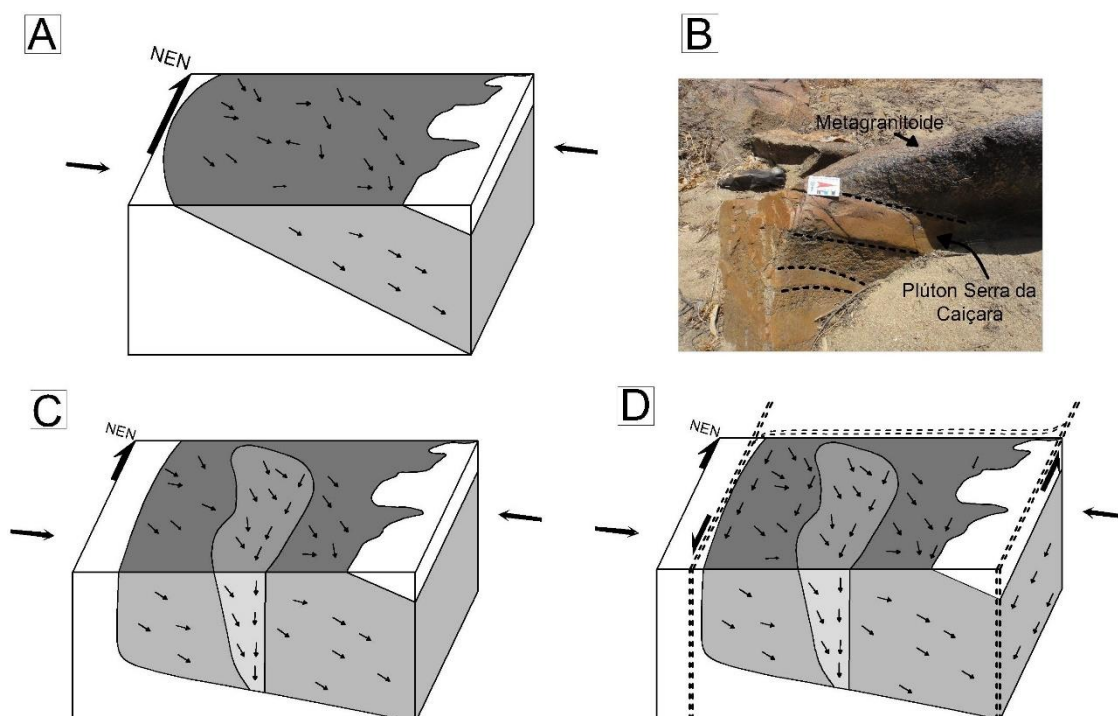


Figura 8. Modelo sugerido para o alojamento do plúton Serra da Caiçara. A) Intrusão da fácies hornblenda quartzo sienito de forma concordante à foliação regional. B) Análogo encontrado em campo, mostrando um sill relacionado ao plúton Serra da Caiçara intrudindo metagranitoide. C) Intrusão da fácies hornblenda álcali-feldspato sienito. D) Efeito da deformação no plúton, geração das zonas de cisalhamento sinistrais de direção NE-SW,

marcada por foliações de alto ângulo (miloníticas; linhas tracejadas), e reorientação de foliações e lineações para esta direção.

As bordas do plúton, onde aparecem as microestruturas *Alto Grau de Recristalização*, já estariam consolidadas quando corpo foi afetado pela tectônica transcorrente. Essa tectônica atuou no plúton, principalmente, condicionando as foliações e lineações magnéticas de direção NE-SW, paralelos às grandes zonas de cisalhamento sinistrais (marcadas por foliação milonítica) presentes no Domínio Pernambuco - Alagoas e que limitam a porção NW do plúton. Foi inferido um dobramento no plúton na parte norte (Figura 7A), baseando-se na disposição dos planos de foliação obtidos com ASM, o qual também é associado à tectônica transcorrente.

O plúton Serra da Caiçara guarda tanto a estruturação gerada durante a colocação do plúton, como a estruturação tectônica posterior. Isso ocorre, possivelmente, por uma combinação de fatores: por ser um plúton tabular; ser gerado da cristalização, a partir de fusões de baixa temperatura; ter sido colocado em uma crosta moderadamente quente; e por ter intrudido já possuindo certa quantidade de cristais formados (Neves et al., 2003).

CONCLUSÃO

A colocação do plúton Serra da Caiçara (616 Ma) ocorreu em dois estágios: o primeiro é caracterizado pela intrusão da fácies dominante de forma concordante com a foliação regional; o segundo é marcado pela intrusão discordante da fácies aflorante no centro do corpo. A tectônica transcorrente afeta o plúton em um estágio tardio de cristalização e atua principalmente nas suas bordas.

O modelo de alojamento proposto para o plúton Serra da Caiçara, que teve como base a técnica de ASM, descreve bem a relação das intrusões com idade por volta de 620 Ma com a foliação regional resultante da orogênese Brasileira, sendo a primeira modelagem do tipo para plútons do batólito Águas Belas Canindé, podendo ser aplicado a outras intrusões com as mesmas características.

REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17, 1-29.

- Archanjo, C. J., Bouchez, J. -L., Corsini, M. and Vauchez, A. (1994). The Pombal granite pluton: magnetic fabric. Emplacement and relationships with the Brasiliano strike slip setting of NE Brazil (Paraíba State). *J. Struct. Geol.*, 16, 323-335.
- Archanjo, C. J., Launeau, P. and Bouchez, J. -L. (1995). Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 89, 63-75.
- Archanjo, C. J., Bouchez, J. (1996). Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite syenite Triunfo pluton, northeast Brazil. *Journal of Structural Geology*, 19, 849-860.
- Borradaile, G. J., Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42 (1/2), 49-93.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G. and Ntdelec, A. (1992) Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, 35-38.
- Bouchez, J. L. (1997). Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer Academic Publishers*, pp. 95-112.
- Brito Neves B. B., Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40.
- Brito Neves B. B., Van Schmus W. R., Santos E. J., Campos Neto, M. C., Kozuch M. (1995). O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de Dados, Implicações e Perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25, 279-296.
- Brito Neves B. B., Santos E. J., Van Schmus W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani U., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America. International Geological Congress, 31st, Rio de Janeiro, Brazil*, p.151- 182.
- Brown, M., Solar, G. S. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20, 1365-1393.
- Caby, R., Arthaud, M. (1986). Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, northeast Brazil. *Geology*, 14, 871-874.
- Ellwood, B. B. and Whitnev. J. A. (1980) Magnetic fabric of the Elberton granite, Northeast Georgia. *Journal of Geophysical Research*, 85, 1481-1486.
- Ferreira, V. P., Sial A. N., Jardim de Sá, E. F. (1998). Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Journal South American. Earth Science*, 11, 439-455.
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Van Schmus, W. R., Araújo, J. M. M., Melo, S. C., Melo, E. B. (2004). Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135, 23–53.
- Hrouda, F. and Lanza, R. (1989) Magnetic fabric in the Biella and Traversella stocks (Periadriatic line): implications for the model of emplacement. *Physics of Earth and Planetary Interior*, 56, 331-348.
- Hutton, D. H. W. (1988). Granite emplacement mechanisms and the tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 245 e 255.
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining. Geology*, 27, 293–305.

- Jelinek, V. (1981) Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67.
- Jardim de Sá, E. F., Hachspacher, P. C. (1980). Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton de São Francisco. In: Anais, Congresso Brasileiro, 31, 5, 2.719-2.731.
- Jardim de Sá, E. F. (1984). Geologia da região de Seridó: reavaliação das idades. In: Atas do Simpósio de Geologia do Nordeste 11, 278-316.
- Lima, M. M. C. (2013). Caracterização geoquímica, isotópica e geotectônica dos complexos Araticum e Arapiraca, faixa Sergipana–Alagoas. Dissertação (Mestrado). Recife: Centro De Tecnologia E Geociências - UFPE.
- Lima, M. M. C., Silva, T. R., Ferreira, V. P., Silva, J. M. R. (2014). Metasedimentary rocks of the northern part of the Macururé domain, Sergipano Belt (northeastern Brazil): geochemical characterization of their protoliths and tectonic implications. *Estudos Geológicos*, 24, 89–107.
- Medeiros, V. C., Santos, E. J. (1998). Folha Garanhuns (SC.24-Y-B): integração geológica. Recife, In: Medeiros, V. C. Relatório Interno. Recife: CPRM, 22.
- Mendes, V. A., Brito, M. F. L., Paiva, I. P. (2009). Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2009, 1 mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala – 1:250.000.
- Nery, N. R. N. (2016). Evolução tectono-metamórfica da cobertura deformada (quartzito Garanhuns) e de seu embasamento durante a orogênese brasileira de uma área a SE da folha Venturosa. Dissertação (Mestrado). Recife: Centro De Tecnologia E Geociências - UFPE.
- Neves, S. P. (2015). Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brasil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 150-164.
- Neves, S. P., Araújo, A. M. B., Correia, P. B., Mariano, G. (2003). Magnetic fabrics in the Cabanas Granite (NE Brazil): interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime. *Journal of Structural Geology*, 25, 441-453.
- Neves, S. P., Mariano, G., Beltrão, B. B., Correia, P. B. (2005a). Emplacement and deformation of the Cachoeirinha pluton (Borborema province, NE Brazil) inferred through petrostructural studies: constraints on regional strain fields. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 127–141.
- Neves, S. P., Silva, J. M. R., Mariano, G. (2005b). Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks, vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*, 27, 1507–1521.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J. M. R., Mariano, G. (2008). U–Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil), timing of Brasiliano deformation and metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 285–297.
- Neves, S. P., Monié, P., Bruguier, O., Silva, J. M. R. (2012). Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 129-146.

- Neves, S. P., Bruguier, O., Silva, J. M. R., Mariano, G. (2015). From extension to shortening: dating the onset of the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 238-256.
- Oliveira, E. P., Toteu, S. F., Araújo, M. N. C., Carvalho, M. J., Nascimento, R. S., Bueno, J. F., Mc Naughton, N., Basilici, G. (2006). Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé schist belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 470–478.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, M. N. C. (2010). The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181, 64–84.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., Tobisch, O. T. (1989) A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349-363.
- Rochette, P. (1987) Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9, 1015-1020.
- Rochette, P., Jackson, M. and Auhourg, C. (1992). Rock magnetism and interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews in Geophysics*, 30, 209-226.
- Rosenberg, C. L. (2004). Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, 23, TC3002. doi: 10.1029/2003TC001529.
- Sales Neves, C. H. F., Ferreira, V. P., Neves, S. P., Correia, P. B. (2017). Mapeamento geológico auxiliado por imagens geofísicas e de satélite, aplicados a rochas ígneas: o exemplo do batólito Águas Belas–Canindé, Domínio Pernambuco Alagoas, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, 27, 20-37.
- Sales Neves, C. H. F., Ferreira, V. P., Neves, S. P. (2018). Caracterização litoquímica e geocronológica de granitos do Batólito Águas Belas-Canindé, no Domínio Pernambuco-Alagoas, na Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica*, 18, 173-192.
- Santos E. J. (1996). Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:47-50.
- Santos, E. J., Nutman, A. P., Brito Neves, B. B. (2004). Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica*, 4, 1-12.
- Sial, A. N. (1986). Granite types in northeast Brazil Current Knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 54-72.
- Sial, A. N. (1990). Epidote-bearing calc-alkaline granitoids in Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 88–100.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R. (2002). Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research*, 5, 409-422.
- Silva Filho, A. F., Gomes, H. A., Osako, L. S., Guimaraes, I. P., Luna, E. B. A. (2007). Folha Venturosa, Programa Geologia do Brasil, Internal Report, Convenio MME/UFPE.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Armstrong, R., Silva, J. M. R., Osako, L., Concentino, L., Lima, D. (2014). SHRIMP U–Pb zircon

- geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco–Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 23, 2155–2190. DOI 10.1007/s00531-014-1035-4
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Santos, L., Armstrong, R., Van Schmus, W. R. (2016). Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran high-K syn-collisional magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 134–154.
- Silva L. C., Armstrong, R., Pimentel, M. M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Rizzoto, G., Quadros, M. L. E. S., Rosas, A. L. Z. (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos Precambrianos Brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Jurema. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), 529–544.
- Silva, T. R., Ferreira, V. P., Lima, M. M. C. L., Sial, A. N., Silva, J. M. R. (2015). Synkinematic emplacement of the magmatic epidote bearing Major Isidoro tonalite-granite batholith: Relicts of an Ediacaran continental arc in the Pernambuco–Alagoas domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 1–13.
- Silva, T. R., Ferreira, V. P., Lima, M. M. C. L., Sial, A. N. (2016). Two stage mantle-derived granitic rocks and the onset of the Brasiliano orogeny: Evidence from Sr, Nd, and O isotopes. *Lithos*, 264, 189–200.
- Van Schmus, W. R., Oliveira E. P., Silva Filho A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil and the Central African fold belt. In: Geological Society, London, Special Publications, vol. 294, 69–99.
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744–749.

4 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapeamento geológico realizado durante o trabalho permitiu identificar e separar cinco unidades na porção sudoeste do batólito Águas Belas – Canindé, são elas: Serra da Caiçara, composta por hornblenda quartzo sienito a ornblenda quartzo álcali feldspato sienito rico em anfibólio; Santana do Ipanema, por sienogranito a monzogranito, equigranular e conteúdos aproximados de biotita e hornblenda; Maravilha, por monzogranitos porfiríticos, marcada por forte foliação magmática de direção NW-SE; Tanquinho, por quartzo sienito a quartzo monzonito, de textura porfirítica, dada pelos fenocristais de feldspato potássico (chega a atingir 7 cm); Anfibolito, metamorfoisado na fácies epídoto anfibolito, orientada na direção 120° Az.

Essas unidades apresentam características distintas em imagens geofísicas de gamaespectometria, podendo ser separadas por meio de imagens de distribuição ternária dos radioelementos (K, Th e U). O plúton Tanquinho possui anomalias predominantes de K. O plúton Serra da Caiçara possui anomalias de K que enriquecem das bordas para o centro, onde aflora a fácies hornblenda quartzo álcali feldspato sienito. O plúton Santana do Ipanema é marcado por aproximadamente as mesmas concentrações de K, Th e U. O plúton Maravilha possui anomalias significativas de U. Já no Anfibolito se destaca as anomalias marcantes em Th.

As imagens de magnetometria associadas a imagens de satélite permitiram distinguir duas direções principais para as estruturas da região onde afloram os granitos estudados. As direções são NW-SE e NE-SW. As estruturas encontradas em campo permitiram associar essa direção a eventos distintos da orogênese Brasileira. A direção dominante, NW-SE, é marcada em campo por estruturas de baixo ângulo, sendo possível observar: linhas de estiramento mineral de direção NW-SE; foliação sigmoidal; trama S-C; e dobras inclinadas. Essa direção foi associada ao período de deformação compressional da orogênese Brasileira, que tem início por volta de 630 Ma (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2005 a,b; Neves et al., 2008). Já a direção NE-SW é marcada pincipalmente por grandes alinhamentos; em campo foram observadas: foliação milonítica de alto ângulo; bandas de cisalhamento; deformação dúctil em feldspato potássico e quartzo; grandes enclaves anfibolíticos (~1m) orientados na direção NE-SW. Essa direção foi associada à fase de transcorrência da orogênese Brasileira, o período da

transcorrência sucede a fase de baixo ângulo (Neves et al., 2005 a,b; Neves et al., 2008).

Os plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha foram analisados quimicamente por rochas total, química mineral, e análises isotópicas de U-Pb em zircão. Essas análises visam um maior conhecimento dos processos envolvidos na evolução dessas rochas e entendimento da formação e evolução do batólito Águas Belas – Canindé.

Esses plútons possuem características químicas similares. São rochas metaluminosas a levemente peraluminosas, apesar de a mineralogia presente ser tipicamente metaluminosa (biotita + hornblenda). O caráter peraluminoso pode ter sido adquirido por forte diferenciação do magma (Maniar e Piccoli, 1989) ou está associado a fracionamento de anfibólios (Barbarin, 1999). As rochas são cálcio-alcalinas de alto-K a shoshoníticas, corroboradas pela química de anfibólios e biotitas, que apresentam Fe# semelhantes ao presente em rocha total (Fe# ~0,5).

Os padrões de elementos terras raras (ETR), normalizados para valores do condrito de Nakamura (1974), são fracionados: (La/Lu)_N varia de 18,3 a 19,9 (plúton Maravilha), 13,6 a 82,2 (plúton Santana do Ipanema) e 43,3 a 48,3 (plúton Serra da Caiçara). As rochas possuem enriquecimento dos ETR leves, em relação aos pesados, e são marcadas por anomalias negativas de Eu. As anomalias negativas de Eu sugerem fracionamento de plagioclásio. Os ETR permitem a separação dos plútons estudados, visto que o plúton Santana do Ipanema é o mais fracionado, com menores valores totais de ETR, e o plúton Serra da Caiçara possui valores de ETR totais significativamente mais altos.

Em diagrama de elementos incompatíveis, normalizado em relação ao condrito, com valores sugeridos por Thompson (1982), se torna mais difícil a separação dos plútons estudados, visto que as amostras dos três plútons formam padrões semelhantes. Esses padrões são caracterizados por enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE), característica comum aos granitoides cálcio-alcalinos fracionados. Esses diagramas também são marcados por anomalias negativas de Nb-Ta, Ti e P. As anomalias negativas de P possivelmente são associadas ao fracionamento de apatita durante a evolução do magma.

As idades de cristalização dos plútons Serra da Caiçara, 616 ± 3 Ma (Mendes et al., 2009), Santana do Ipanema, $621,1 \pm 4,8$ Ma (este trabalho), e Maravilha,

626,5 ± 5,4 Ma (este trabalho), sugerem que suas intrusões ocorreram na fase inicial do período de formação da foliação de baixo ângulo, no orógeno Brasileiro, que tem início por volta de 630 Ma (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2005a, 2005b; Neves et al., 2008; Neves et al., 2012). Esse fato justifica a ocorrência de estruturas como linhas de estiramento mineral na direção NW-SE, bandas de cisalhamento e trama S-C presentes nos corpos estudados.

As idades dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha se aproximam das idades de outras intrusões tanto no Domínio Pernambuco – Alagoas como em outros domínios da Província Borborema. No Domínio Pernambuco - Alagoas os plútons: Água Branca, 624 ± 5 Ma, U-Pb (SHRIMP) em zircão, (Silva Filho et al. 2013); Major Isidoro, 627 ± 4 Ma, U-Pb (SHRIMP) em zircão (Silva et al., 2015); Monteirópolis, 626 ± 4 Ma, U-Pb (SHRIMP) em zircão (Silva et al., 2016). Apresentam idades de cristalização semelhantes às dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha. Os plútons Curral de Cima (Domínio Central), de idade 618 ± 5 Ma, U-Pb SHRIMP em zircão, Ferreira et al. (2011), e o granodiorito Lajedinho, (Domínio Sergipano), 621 ± 9 Ma, U-Pb SHRIMP em zircão, Nascimento et al. (2005), também apresentam idades equivalentes as dos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha.

Acompanhando a deformação de baixo ângulo na Província Borborema, se registra o pico do metamorfismo de alta temperatura (Oliveira et al. 2010). Esse metamorfismo registra idades semelhantes às idades obtidas para a cristalização dos plútons Serra da Caiçara (616 ± 3 Ma), Santana do Ipanema (621 ± 5 Ma) e Maravilha (626 ± 5 Ma). Por exemplo, Neves et al. (2006) registram idade de (U-Pb em zircão, LA-ICP-MS) de 626 ± 15 Ma, para leucossomas de migmatito paragneisses, e idades metamórficas em granodiorito de 619 ± 36 Ma (U-Pb em zircão), ambas contemporâneas ao metamorfismo de alta temperatura e com a foliação de baixo ângulo.

As rochas estudadas possuem assinaturas típicas de granitos de arco, com anomalias negativas de Nb-Ta (Pearce et al., 1984), e são classificadas como granitos magnesianos, possuindo variação composicional semelhante a granitos Cordilheiranos, orogênicos, refletindo magmas hidratados e oxidantes (Frost e Lindsley, 1991; Frost et al., 2001). O magmatismo cálcio-alcálico de alto-K são típicos de margens continentais ativas (Condie, 1989; Wilson, 1989; Barbarin, 1999; Condie e Kroner, 2013), possuindo uma relação genética com zonas de subducção

(Rogers et al., 1985; Barbarin, 1999; Peccerillo, 1985). As assinaturas de magmatismo relacionado a arco magmático estão presentes em outros plútons de idades aproximadas, no batólito Águas Belas – Canindé, como no caso dos plútons Major Isidoro (Silva et al., 2015) e Monteirópolis (Silva et al., 2016). Essas assinaturas indicam uma evolução conjunta durante a orogênese Brasileira. Oliveira et al. (2010) propõem que durante a convergência Brasileira tenha ocorrido a construção de um arco continental entre 630 – 620 Ma, sendo este responsável pelo alojamento de granitoides com assinatura de arco. Já Neves et al. (2012) sugerem que arcos magmáticos imaturos, resultantes do fechamento de pequenas bacias oceânicas, seriam o ambiente de formação de plútons com estas características. Vale ressaltar que evidências de subducção, como assembleias minerais características, ainda não foram encontradas nas rochas do Brasileiro (Neves et al., 2009; Guimarães et al., 2011; Neves et al., 2012).

Tomando como base os estudos experimentais, compilados por Chen et al. (2013), rochas fonte para os plútons estudados seriam basálticas de médio a alto-K. Uma série de fatores como: conteúdos intermediários de Fe# em biotita e anfibólio (Fe# ~0,5); anfibólios ricos em Mg; biotitas de cristalização precoce; titanita euédrica; magnetita; epidoto magmático; e alta susceptibilidade magnética, observados nos plútons Serra da Caiçara, Santana do Ipanema e Maravilha, sugerem que os seus magmas cristalizaram em condições de alta fugacidade de oxigênio.

No plúton Serra da Caiçara foi aplicado o método de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM). Esse estudo revelou o arcabouço estrutural interno do plúton, possibilitando modelar o posicionamento do mesmo. Os parâmetros escalares obtidos para o plúton Serra da Caiçara, foram: susceptibilidade magnética (K), variando de $0,59 \times 10^{-3}$ SI a $41,53 \times 10^{-3}$ SI, típicas da série magnetita granito; grau de anisotropia (P), de 1.011 a 1.397; e parâmetro de forma (T), apresentando trama mista, levemente mais oblata, com valores entre -0,882 e 0,907. Duas direções principais foram obtidas para a disposição dos planos na estruturação interna do plúton, sendo: NW-SE (dominante, geralmente mergulhando para SW) e NNE-SSW, com mergulho mais variado (geralmente associada aos altos valores de P). Essas direções são as mesmas observadas em imagens de magnetometria e de satélite. O conjunto de dados obtidos possibilitou identificar que o plúton Serra da Caiçara possui uma intrusão em duas etapas. A primeira etapa estaria ligada a intrusão da fácies hornblenda quartzo sienito

(dominante no plúton). Essa fácies se trata de um corpo tabular com intrusão de forma concordante à foliação de baixo ângulo regional, com fluxo magmático de SE para NW indicado pelo caimento das lineações. A segunda etapa estaria ligada à intrusão da fácies hornblenada quartzo álcali feldspato sienito, que a partir de análises dos planos e lineações magnéticas, aparenta truncar a intrusão tabular; o mergulho das lineações sugerem que o fluxo do magma se deu de SW para NE, com espalhamento para NNW. Ainda, foi possível constatar que a tectônica transcorrente, que sucede a tectônica de baixo ângulo durante a orogênese Brasileira (Neves et al., 2005 a,b; Neves et al., 2008), afetou o plúton em um estágio tarde magmático, atuando principalmente as bordas do corpo, condicionando os planos e linhas para a direção NE-SW.

A modelagem proposta para intrusão do plúton Serra da Caiçara descreve bem a relação desta intrusão com a foliação de baixo ângulo da orogênese Brasileira. Essa modelagem expande as possibilidades para alojamento de plútons Brasileiros com idade de aproximadamente 620 Ma no Domínio Pernambuco - Alagoas.

REFERÊNCIAS

- Abbott, J. R. N. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. **Canadian Mineralogist**, 23: 553–561. 1985.
- Abbott, J. R. N & Clarke, D. B. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO}$ projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(\text{H}_2\text{O}) = 1$. **Canadian Mineralogist**, 17: 549–560. 1979.
- Abdel-Rahman, A. M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and Peraluminous magmas. **Journal of Petrology**, 35: 525-541. 1994.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**, 17: 1-29. 1981.
- Anderson, J. L. & Smith, D. R. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-inhornblende barometer. **American Mineralogist**, 80: 549-559. 1995.
- Archanjo, C. J., Bouchez, J. L., Corsini, M. and Vauchez, A. The Pombal granite pluton: magnetic fabric. Emplacement and relationships with the Brasiliano strike slip setting of NE Brazil (Paraíba State). **J. Struct. Geol.**, 16: 323-335. 1994.
- Archanjo, C. J., Launeau, P. and Bouchez, J. L. Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). **Phys. Earth Planet**, 89: 63-75. 1995.
- Archanjo, C. J., Bouchez, J. Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite syenite Triunfo pluton, northeast Brazil. **Journal of Structural Geology**, 19: 849-860. 1996.
- Barbarin, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, 46: 605-626. 1999
- Borradaile, G. J., Henry, B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. **Earth Science Reviews**, 42 (1/2): 49-93. 1997.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G. and Ntdelec, A. Submagmatic microfractures in granites. **Geology**, 20: 35-38. 1992.
- Bouchez, J. L. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. **Kluwer Academic Publishers**, 8: 95-112. 1997.
- Brito Neves, B. B. **Regionalização tectônica do precambriano nordestino**. 1975. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1975. 189p.
- Brito Neves B. B., Cordani, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, 53: 23-40. 1991.

Brito Neves B. B., Van Schums W. R., Santos E. J., Campos Neto, M. C., Kozuch M. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de Dados, Implicações e Perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, 25: 279-296. 1995.

Brito Neves B. B., Santos E. J., Van Schmus W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro, Brazil, 1995. 151-182.

Brito Neves, B. B., Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Santos, E. J. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, 3: 25-38. 2003.

Brown, M., Solar, G.S. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. **Journal of Structural Geology**, 20: 1365-1393. 1998.

Caby, R., Arthaud, M. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, northeast Brazil. **Geology**, 14: 871-874. 1986.

Caby, R., Sial, A. N., Arthaud, M., Vauchez, A. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. **Springer-Verlag**, 373-397. 1991.

Carmona, L. C. M. Geologia, geoquímica e avaliação econômica do Migmatito Rosa Imperial, domínio meridional da Província Borborema, NE do Brasil. 2000. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. 2000.

Chen, J. -Y., Yang, J. -H., Zhang, J. -H., Sun, J. F., Wilde, S. A. Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence. **Lithos**, 162: 140–156. 2013

Condie, K. C., Kröner, A. The building blocks of continental crust: evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. **Gondwana Research**, 23: 394–402. 2013.

Czamanske, G. K. & Wones, D. R. Oxidation during magmatic differentiation: Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway. The mafic silicates. **Journal of Petrology**, 14: 349-380. 1973.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. **An introduction to the rock-forming minerals**. Harlow: Longman, 1992. 696p.

Ellwood. B. B. and Whitnev. J. A. Magnetic fabric of the Elberton granite, Northeast Georgia. **Journal of Geophysical Research**, 85: 1481-1486. 1980.

Ferreira, V. P., Sial A. N., Jardim de Sá E. F. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Journal South American. Earth Science**, 11: 439-455. 1998.

Ferreira, V. P., Sial, A. N., Pimentel, M. M., Armstrong, R., Spicuzza, M., Guimarães, I.P., Silva Filho., A. F. Contrasting sources and P-Tcrystallization conditions of

epidote-bearing granitic rocks, northeastern Brazil: O, Sr, and Nd Isotopes. **Lithos**, 121: 189-201. 2011.

Frost, B. R., Lindsley, D. H. THE OCCURRENCE OF FE -TI OXIDES IN IGNEOUS ROCKS. OXIDE MINERALS: PETROLOGIC AND MAGNETIC SIGNIFICANCE. **Rev. Mineral**, 25: 433-486. 1991. Mineralogical Society of America.

Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. A geochemical classification of granitic rocks. **Journal of Petrology**, 42: 2033-2048. 2001.

Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Van Schmus, W. R., Araújo, J. M. M., Melo, S. C., Melo, E. B. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeu-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. **Precambrian Research**, 135: 23-53. 2004.

Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Brito Neves, Bittar, S. M. B., Da Silva Filho, A. F., Armstrong, R. U-Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, 192-195: 52-77. 2012.

Guimarães, I. P., Da Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Macambira, M. J. B., Armstrong, R. U-Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3-1.6 Ga Nd TDM model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 31: 383-396. 2011.

Holland, T., & Blundy, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. **Contributions to mineralogy and petrology**, 116(4): 433-447. 1994.

Hrouda, F. and Lanza, R. Magnetic fabric in the Biella and Traversella stocks (Periadriatic line): implications for the model of emplacement. **Physics of Earth and Planetary Interiors**, 56: 331-348. 1989.

Hutton, D. H. W. Granite emplacement mechanisms and the tectonic controls: inferences from deformation studies. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, 79: 245-255. 1988.

Irvine, T. N. Baragar, W. R. A. A guide to chemical classification of common volcanic rocks. **Canadian Journal Earth of Science**, 8: 523-548. 1971.

Ishihara, S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. **Mining Geology**, 27: 293-305. 1977.

Jelinek, V. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. **Tectonophysics**, 79: T63-T67. 1981.

Jardim de Sá, E. F., Hachspacher, P. C. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton de São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 31, 1980. **Anais** [...]. Local: 5, 2.719-2.731.

Jardim de Sá, E. F. Geologia da região de Seridó: avaliação das idades. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11, 1984. **Atas** [...]. Local: 11, 278-316.

Jardim de Sá, E. F., Moraes, J. A. C., Silva, L. H. D. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986. **Anais** [...]. Local: 3, 1246-1256.

Leake, B. E. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. **American Mineralogist**, 82: 1019–1037. 1997.

Liégeois, J. P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkalic and shoshonitic versus alkalic and peralkalic granitoids. The use of sliding normalization. **Lithos**, 45: 1–28. 1998.

Lima, M. M. C. Caracterização geoquímica, isotópica e geotectônica dos complexos Araticum e Arapiraca, faixa Sergipana-Alagoas. 2013. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. 2013.

Macedo, M. H. F., Jardim De Sá, E. F., Sá, J. M. Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11, 1984. **Atas** [...]. Local: 11, 253-262.

Maniar, P. D., Piccoli, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 101: 635-643. 1989.

Mariano, G., Neves, S. P., Silva Filho, A. F., and Guimarães, I. P. Diorites of the high-K calc-alkalic association: Geochemistry and Sm–Nd isotope data and implications for the evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. **International Geology Review**, 10: 921–929. 2001.

Medeiros, V. C., Santos, E.J. **Folha Garanhuns (SC.24-Y-B): integração geológica**. Recife: CPRM, 1998.

Mendes, V. A., Brito, M. F. L., Paiva, I. P. **Folha Arapiraca (SC.24-X-D): estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe**. Recife: CPRM, 2009. Escala – 1:250.000. (Programa Geologia do Brasil-PGB: Mapa Geológico).

Meneses, P. R., Almeida, T. de. **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília: UnB/CNPq, 2012. p. 176-179.

Miller, H. G. & Singh, V. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. **Journal of Applied Geophysics**, 32(2-3): 213–217. 1994.

Moyen J. F., Nédélec A., Martin H., Jayananda M. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. **Journal of Structural Geology**, 25: 611–631. 2003.

Nabighian, M. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. **Geophysics**, 49: 780-786. 1984.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M. & Carron, J. P. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitos. **Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris**, 301: 810–818. 1985.

Nascimento, R. S. The Canindé Domain, Sergipano Belt, Northeast Brazil: a geochemical and isotopic study of a neoproterozoic continental rift sequence. 2005. Thesis (Unpublished PhD) - University of Campinas, Brazil. 2005. (in Portuguese).

Nascimento, R.S., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., McNaughton, N. Evolução Tectônica do Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 8, 2005. **Anais** [...]. Local: 239–242.

Nakamura, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K. In: carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 38: 757-775. 1974.

Neves, S. P., Vauchez, A., Feraud, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zones development in the Caruaru area - Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, 99: 1-32. 2000.

Neves, S. P., Mariano, G., Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Melo, S. C. Intralithospheric differentiation and crustal growth: Evidence from the Borborema province, northeastern Brazil. **Geology**, 28: 519–522. 2000.

Neves, S. P. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and pan-african belts, and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**. doi: 10.1029/2001TC001352, [S.I.], n. 2003.

Neves, S. P., Mariano, G., Beltrão, B. B., Correia, P. B. Emplacement and deformation of the Cachoeirinha pluton (Borborema province, NE Brazil) inferred through petrostructural studies: constraints on regional strain fields. **Journal of South American Earth Sciences**, 19: 127–141. 2005.

Neves, S. P., Silva, J. M. R., Mariano, G. Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks, vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). **Journal of Structural Geology**, 27: 1507–1521. 2005.

Neves S. P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J. M. R. e Mariano G. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. **Precambrian Research**, 149: 197-216. 2006.

Neves, S. P., Mariano, G., Correia, P. B., Silva J. M. R. 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province - NE Brazil: temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. **Geodinamica Acta**, 19: 213-236. 2006.

Neves, S. P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J. M. R., Mariano, G. U–Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil), timing of Brasiliano deformation and metamorphism. **Journal of South American Earth Sciences**, 25: 285–297. 2008

Neves, S. P., Bruguier, O., Silva, J. M. R., Bosch, D., Alcantara, V. C., Lima, C. M. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis. **Precambrian Research**, 175: 187-205. 2009.

Neves, S. P., Monié, P., Bruguier, O., Silva, J. M. R. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, 38: 129-146. 2012.

Neves, S. P. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brasil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. **Journal of South American Earth Sciences**, 58: 150-164. 2015.

Oliveira, D. C., Windley, B. F., Araújo, D. B. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Research**, 181: 64-84. 2010.

Osako, L., Silva Filho, A. F., Castro, N. A., Basei, M. S. Sm-Nd isotopic geochemistry, U-Pb and Ar⁴⁰/Ar³⁹ geochronology of Serra do Macaco Pluton: A Two-Mica Bearing Peraluminous Granitic Magmatism in the PE-AL Tectonic Domain, Borborema Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5, 2006. **Anais** [...]. Local: 139–143.

Paterson, S. R., Vernon, R. H. and Tobisch, O. T. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. **Journal of Structural Geology**, 11: 349-363. 1989.

Pearce, J., Harris, N. B. W., Tindle, A. D. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, 25: 956–983. 1984.

Peccherillo, A., e Taylor, S., R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Contrib. Mineral. Petrol**, 58: p. 63-81. 1976.

Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J., Parker, R. J., Marsh, J. S. The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 90: 244–257. 1985.

Roest, W. R., Verhoef, J., Pilkington, M. Magnetic interpretation using the 3D analytical signal. **Geophysics**, 57: 116e125. 1992.

Rochette, P. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. **Journal of Structural Geology**, 9: 1015 - 1020. 1987.

Rochette, P., Jackson, M. and Auhourg, C. Rock magnetism and interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. **Reviews in Geophysics**, 30: 209-226, 1992.

Rosenberg, C. L. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. **Tectonics**, 23: doi: 10.1029/2003TC001529. 2004.

Sales Neves, C. H. F., Ferreira, V. P., Neves, S. P., Correia, P. B. Mapemaneito geológico auxiliado por imagens geofísicas e de satélite, aplicados a rochas ígneas: o exemplo do batólito águas belas – canindé, domínio pernambuco alagoas, nordeste do Brasil. **Estudos Geológicos**, 27: 20-37. 2017.

Santos, E. J. O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acresc, ão e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema. 1995. Tese (Doorado) - Universidade de São Paulo. 1995.

Santos E. J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996. **Anais [...]**. Local: 47-50.

Santos E. J. Programa levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta Geológica. (Folha SC.24-X-A – Belém do São Francisco). Brasília, CPRM. Escala 1:250.000. 1998.

Santos, E. J., Nutman, A. P., Brito Neves, B. B. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. **Geologia USP: Série Científica**, 4: 1-12. 2004.

Schmidt, M. W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 110: 304-310. 1992.

Sial, A. N. Granite types in northeast Brazil Current Knowledge. **Revista Brasileira de Geociências**, 16: 54-72. 1986.

Sial, A. N. Epidote-bearing calc-alkaline granitoids in Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 20: 88–100. 1990.

Silva, J. M. R. e Mariano, G. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. **International Geology Review**, 42: 86-95. 2000.

Silva, L. C., Armstrong, R., Pimentel, M. M., Scandolaro, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Rizzoto, G., Quadros, M. L. E. S., Rosas, A. L. Z. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Precambrianos Brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Jurema. **Revista Brasileira de Geociências**, 32(4): 529–544. 2002.

Silva, T. R., Ferreira, V. P., Lima, M. M. C. L., Sial, A. N., Silva, J. M. R. Synkinematic emplacement of the magmatic epidote bearing Major Isidoro tonalite-granite batholith: Relicts of an Ediacaran continental arc in the Pernambuco-Alagoas domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 64: 1-13. 2015.

Silva, T. R., Ferreira, V. P., Lima, M. M. C. L., Sial, A. N. Two stage mantle-derived granitic rocks and the onset of the Brasiliano orogeny: Evidence from Sr, Nd, and O isotopes. **Lithos**, 264: 189–200. 2016.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. **Godwana Research**, 5: 409-422. 2002.

Silva Filho, A. F., Gomes, H. A., Osako, L. S., Guimaraes, I. P., Luna, E. B. A. Folha Venturosa, Programa Geologia do Brasil, Internal Report, Convenio MME/UFPE. 2007.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Ferreira, V. P., Armstrong, R. A., and Sial, A. N. Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation. **Gondwana Research**, 17: 676–687. 2010.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Dantas, E. L., Armstrong R., Cocentino, L. M., Lima, D. R. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. **International Geology Review**, 55: 1280-1299. 2013.

Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Armstrong, R. A., Rangel Da Silva, J. M., Osako, L. S., Concentino, L. M. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. **International Journal of Earth Science**, 103: 2155-2190. 2014.

Thompson, R. N. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. **Scottish Journal of Geology**, 18: 50–107. 1982.

Van Schums, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinsky, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil. **Journal of African Earth Sciences**, 8: 267-288. 1995.

Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P. Proterozoic links between the borborema province, ne brazil and the central african fold belt. In: **Geological Society**, London, v 294, p 69-99. 2008. Special Publications.

Vaucher, A. The Borborema zona de cisalhamento system, Ne Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 8: 247-266. 1995.

Watson, E. B., Harrison, T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. **Earth and Planetary Science Letters**, 64: 295–304. 1983.

Wilson, M. Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach. In: **Unwin Hyman**, London, p466. 1989.

Wones, D. R. Significance of the assemblage titanite+magnetite+ quartz in granitic rocks. **American Mineralogist**, 74: 744–749. 1989.

ANEXO B – CARTA DE ACEITE DOS ARTIGOS

Carta de aceite artigo 1:

Prezado Charles e Co-autores,

É com satisfação que comunicamos que o trabalho intitulado: **MAPEMANETO GEOLÓGICO AUXILIADO POR IMAGENS GEOFÍSICAS E DE SATÉLITE, APLICADOS A ROCHAS ÍGNEAS: O EXEMPLO DO BATOLITO ÁGUAS BELAS – CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL** de autoria de Charles Henrique Fernandes Sales das Neves, Valderéz Pinto Ferreira, Sérgio Pacheco Neves, Paulo de Barros Correia, foi aceite para publicação no volume 27(2) de 2017 do periódico Estudos Geológicos. Em breve você receberá a prova para revisão final. Esperamos disponibilizar o volume online até o final de novembro do ano em curso. Informamos que o DOI do artigo só será disponibilizado quando o mesmo for colocado online no site da revista e no portal de periódicos da UFPE.

Atenciosamente,



Gorki Mariano
 Depto. De Geologia - UFPE
marianogorki@gmail.com
www.ufpe.br/estudosgeologicos

DOI artigo 1: 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v27n2p20-37.

Carta de aceite artigo 2:

Prezados Autores,

Temos o prazer de informar que o artigo " **Caracterização litoquímica e geocronológica de granitos do Batólito Águas Belas-Canindé, Domínio Pernambuco-Alagoas, Província Borborema**" foi aprovado para publicação na Geologia USP. Série Científica, v. 18, n. 4.

A versão aprovada do texto, encontra-se anexo, porém, **favor verificar se todas as citações estão referenciadas e se todas as referências foram citadas.**

Solicitamos o encaminhamento dos arquivos digitais conforme as normas da revista, diretamente para o e-mail: publigc@usp.br.

Lembramos que:

- AS FIGURAS DEVEM ESTAR EM ALTA RESOLUÇÃO, NOS FORMATOS TIF OU JPG COM NO MÍNIMO 300 DPI;

- as tabelas em formato editável (word ou excel)
 - as legendas (arquivo único para todas as legendas);
 e todos devem ser enviados separadamente do texto.
 No texto deixar marcado o local exato das figura e tabelas.

Favor nos enviar os arquivos até o dia 18/10/2018.

Qualquer dúvida, por favor, entre em contato: Seção de Publicações. (11) 3091-3973 ou publigc@usp.br, o mais breve possível.

Atenciosamente,



Daniel Machado
 Chefe de Seção
 Publicações - IGc/USP
 Tel./Fax: 55 11 3091-3973
publigc@usp.br

DOI artigo 2: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-143981>

Carta de aceite artigo 3:

Prezados Autores,

Temos o prazer de informar que o artigo "**Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) do Plúton Serra da Caiçara, Batólito Águas Belas-Canindé Alagoas, nordeste do Brasil**" foi aprovado para publicação na Geologia USP. Série Científica, v. 19, n. 3.

O texto aprovado encontra-se anexo, há porém, algumas pequenas correções apontadas pela Seção de Publicações, as quais solicitamos que sejam atendidas (esse texto aprovado é o que deve ser corrigido e enviado) e também, **favor verificar se todas as citações estão referenciadas e se todas as referências foram citadas.**

Pedimos que, após os acertos, nos enviem os arquivos digitais conforme as normas da revista, diretamente para o e-mail publicc@usp.br.

Lembramos que:

- **AS FIGURAS DEVEM ESTAR EM ALTA RESOLUÇÃO, NOS FORMATOS TIF OU JPG COM NO MÍNIMO 300 DPI, cada figura em arquivo separado;**

- as tabelas em formato editável (word ou excel)

- as legendas (arquivo único para todas as legendas);

e todos os arquivos devem ser enviados separadamente do texto.

No texto deixar marcado o local exato das figuras e tabelas.

Qualquer dúvida, por favor, entre em contato: Seção de Publicações. (11) ~~3091-3973~~ ou publicc@usp.br.

Atenciosamente,



Daniel Machado
Chefe de Seção
Publicações - IGc/USP
Tel./Fax: 55 11 3091-3973
publicc@usp.br
